中国浙闽变质基底地质

水涛　徐步台　梁如华　邱郁双　著



科学出版社

中国浙闽变质基底地质

水　涛　徐步台　梁如华　邱郁双 著

科　学　出　版　社

1 9 8 8

内容简介

本书是在中国科学院基金资助项目"浙闽变质基底年代学及古构造格局"研究工作基础上，在充分总结、分析70年代以来浙、闽两省变质岩区地质调查成果的前提下编写而成。本书提供了大量的野外地质调查实际资料及理论分析成果，其中包括基底代表性岩系陈蔡群变形体制、变质特征的研究，岩石地层序列的恢复，不整合面的发现以及区域地层对比关系的建立等。同时，应用了痕量元素方法，特别是稀土元素和同位素技术等手段，研究岩石地层，采用了 Rb-Sr、U-Pb、Sm-Nd 等多种计时新成果，并结合微古生物资料论证了不整合面所区划的上、下基底年代区间，首次提议命名"华夏运动"。在论证了华夏古陆的存在和界限后，探讨了它与江南古陆的依存关系；绍兴-江山缝合带岩石学与不同尺度(包括超微)构造变形研究成果，揭示了两大古陆遇合碰撞的重要事实，并基此确认华夏古陆为外来古地体。本书最后并就华夏古陆在显生宙以来的演化作了概述。

本书提供的资料和结论对于认识和研究西太平洋边缘大陆的发展和演化模式具有重要意义，同时对基底矿产资源的开发以及已知矿床远景估量和矿山勘探工程部署也具有一定的理论指导意义。

本书可供地质、地球化学、大地构造等专业的生产、科研和教学人员参考应用。

中国浙闽变质基底地质

水　涛　徐步台　梁如华　邱郁双　著

责任编辑　李祺方

科学出版社出版

北京朝阳门内大街137号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行　各地新华书店经售

*

1988年6月第一版　开本：787×1092　1/16

1988年6月第一次印刷　印张：6　插页：4

印数：0001—1,350　字数：126.000

ISBN 7-03-000372-1/P·64

定价：3.40元

序　言

陆壳是怎样形成的，陆块又是怎样演化的，这是现代地球科学的一个重大基础理论课题，也是80年代国际地球科学的重要任务，因而它广泛地吸引着大批学者。超级大陆的相遇拼合和崩裂漂移的过程和原因，在大地构造学中是既古老而又全新的中心命题。近百年来，对这问题在认识上的演变更替或分歧对立，在很大程度上是与所依据的理论有密切关系，理论起到了对资料看法的指导作用，但崭新资料的出现就产生了重新考虑原有认识的可能性，这是在新的高度上新的发展。早期地槽理论、继而大陆漂移、槽台演化、板块构造和地体地质学就是这种认识过程的发展，后者对前者既有否定的一面，但不可否认，也还有它继承发展的一面。

葛利普（A. W. Grabau, 1924）根据泥盆系底部砂岩不整合在变质基底之上，提出了"华夏古陆"的概念，作为我国东南沿海地区的构造及地壳属性的归结；而黄汲清（T. K. Huang, 1945）则把它定为加里东构造区，认为可能属于较新时代的构造基底。随着五、六十年代在前泥盆系变质基底中发现了化石证据，概念上有很大变化，认识也提高了。至70年代，板块构造学说作为新的理论依据时，则又推进了我国东南沿海地区的研究和认识。最近，还出现了用阿尔卑斯型逆掩推覆理论和主缝合线来概括我国东南广大陆壳构造演化，但大都认为主要是新地时期的构造演化规律，甚至只是中生代末的基本演化特征。这些研究工作开拓了学术思想，加速了概念的更替和深化。由水涛主编的《中国浙闽变质基底地质》这一著作，正是在这种发展中所作出的一个新的努力和新的成果，它不是简单地复活了"华夏古陆"，而是在板块构造、地体地质学的学说基础上，用新的资料和证据形成的新认识。

用现代活动论观点研究前寒武纪古构造，通常会遇到认识上的困难，即现今板块构造模式能否外推到距今遥远的前寒武纪，或在多大程度上能以修正的均变论思想方法来运用板块构造理论。其实，硅铝壳的刚性表现就是古板块存在的重要标志。《中国浙闽变质基底地质》的作者们在研究区域地质构造的基础上，用不同的同位素年龄测定法得到的年龄值，在详细的分析和论证这些年龄数据后，确认了有大于14亿年的中元古代或更早的岩石和岩区的存在，而且分布甚广。同时论述了其间的构造热事件——在具体岩系中发现了不连续界面——华夏运动。这一事实的揭示，对我国东南地区的地质构造演化历史有重要的意义。此外，还进一步论证了中国东南与江南构造区间的地体缝合线——绍兴-江山构造带，并有早晋宁期的拼贴证据并且发生推覆叠置等。无疑这也是令人瞩目的成果。

当然，作者由于研究对象的辽阔，在对浙闽地区以外的一些有关论述，有较多的推测，正如作者所说的，可能因资料所限不能做到像浙闽地区那样确切，但所提供的思路是值得肯定的。

作者在不算太长的时间里完成了这样一个研究成果，不言而喻成绩是很大的。象这样复杂的研究区，工作自然十分困难，为此，在方法上可更加强调野外观察和测量填图，对

变质岩区内的构造期次划分应更多注意面上的对比，而和与之不相连接区内的构造期次对比应持谨慎原则，这也是应予重视的。

总之，这一专著的出版会有助于我国大地构造学的发展，因而是很值得欢迎的。

钱祥麟
于北京大学地质系
1987 年 3 月 1 日

绪　论

中国东南边缘大陆位处西太平洋的前沿，地质史上曾是不同类型的地壳遇合、交接之地，又频繁改变会聚、离裂格局和应力状态，集中了地球动力演化旋回的复杂事件。这一地区发展历史和演变图景的探索将给现代板块构造理论和大陆增生模式带来严正的检验，也将为推进边缘大陆演化机制的认识提供重要基本事实。黄汲清、任纪舜就曾指出："目前国内外学者多把注意力放在青藏高原，特别是雅鲁藏布江缝合线……这里需要强调的是，中国东部滨太平洋域的研究不但不容忽视，而且甚至更为重要"[1]。

事实上，在整整半个多世纪以来中外学者都曾为此而进行了辛勤的探索，作出了宝贵贡献。但是，频繁地质事件所造成的复杂变形、变质和显生宙广泛掩盖导致了形态构造研究、基底地层序列恢复对比以及地质年代确定的种种困难，因此纷争不已，莫衷一是。此间地质年代的厘定尤属重要，为一切构造发展模式确定的基点。对中国东南大地构造的认识史，在本质上即是围绕基底年代学也即"华夏古陆"问题而展开的否定之否定的历史。

Grabau (1924) 最早提出中国东南沿海广泛分布的变质岩系属太古代、元古代，其上缺失震旦系及下古生界，因而称之谓"华夏古陆"[2]。李四光 (1937) 也同意此见解[3]。

至 40 年代黄汲清 (1945) 始把华夏古陆解释为加里东褶皱隆起带[4]。继此许多学者也都对华夏古陆持否定意见[5-7]。霍敏多夫斯基 (1953) 又进而以浙江象山至广东海丰一线为界分解出北侧的"华南加里东褶皱带"及南侧的"闽浙太平洋褶皱带"[7]。

然而，陈国达 (1956) 列述闽、粤罗峰溪系及龙山系多处为古生代地层不整合覆盖，且认为各地基底地层皆可对比，从而论证了前震旦纪存在范围广阔的古陆[8]。张文佑 (1959) 在《中国大地构造纲要》一著中肯定了"华夏台背斜"划属与"江南台背斜"并存的一级构造单元，其范围东抵现代海岸线，西及武夷山、粤西包括海南岛[9]。

但至 60 年代再次出现了否定"华夏古陆"的思潮。谢家荣 (1964) 鉴于南方原前寒武纪龙山系、罗峰溪系的不断解体，古生代地层被陆续地分离出来；由 K-Ar 法测得放射性年龄几乎皆小于 4—3 亿年，于是对云开、闽北、浙南的变质岩系时代归属重又提出异议，并且推断属扬子古陆南缘的加里东地槽带，认为向沿海方向将依次变新[10]，此见其实雷同于霍敏多夫斯基。这可能是描绘我国东南大陆增生构造模式的最初蓝图。嗣后，我国一些重要的区域大地构造著作都持相似观点，如黄汲清等将此区划归滨太平洋构造域中的华南加里东褶皱带及华力西褶皱带[11-13]。

自 70 年代后期板块构造理论引入，则进一步提出了江南沟、弧、盆系向洋迁移的格局，在东南大陆及海域划定了晋宁期、加里东期、华力西印支期及燕山期等板块俯冲带[14-17]，建立了完备的自元古代直至中新生代板块活动"典型"模式。这一理论在我国大地构造领域中产生了重大影响。

作者之一多年来关注着"华夏古陆"的浮沉明灭，自 70 年代以来作了基底构造变形分析、变质史研究以及南方早古生代(包括震旦纪)沉积蚀源区的追索，使作者认识到东南边

缘大陆基底的复杂地质经历和前古生代长期隆起史实。基此认为必须重新探讨华夏古陆问题和大陆发展模式[18-23][1)]，因而自1983年始在中国科学院基金会的资助下开始了浙、闽变质基底年代学和构造演化历史的研究。三年来对基底代表性岩系陈蔡群进行了形态构造的研究，分析了运动学和动力学特征，恢复了岩石地层序列，发现了基底不整合面，建立了浙、闽两地的区域地层对比关系。同时，应用了更为有效的痕量元素方法，特别是稀土元素和同位素技术等手段，研究岩石地层。采用和搜集了 Rb-Sr，U-Pb，Sm-Nd 等多种计时研究新成果，并结合微古生物资料论定了不整合面所区划的上、下基底年代区间，首次提议命名"华夏运动"。在论证了华夏古陆的存在和界限后，继而又探讨了与江南古陆的依存关系，由绍兴-江山断裂带岩石学与不同尺度(包括超微)构造变形研究成果，揭示了两大古陆相互遇合碰撞的重要事实，并基此确认华夏古陆为外来古地体。本书将就上面涉及的主要内容作简要概述。

作者在从事浙、闽变质基底研究中曾蒙已故著名大地构造学家张文佑教授的关怀、指教。同时，王鸿桢、马杏垣、朱夏诸教授也给予了热忱的鼓励和帮助。钱祥麟、劳秋元教授，马文璞副教授及任纪舜、从柏林、李继亮副研究员等曾审阅了本书的部分资料、文稿并提出了宝贵意见。彭阜南教授参加了绍江带部分考察，郑开鄂、周世林也曾协助开展工作，绍江带岩石显微构造的研究则是在王小凤工程师积极协作下完成。此外在调研工作的全过程曾蒙浙江区域地质调查队、第七地质队、浙江冶金地勘公司三队、闽北地质队的协助与支持。

本书是在中国科学院基金会资助项目"浙闽变质基底年代学及古构造格局"(1983—1985)研究报告基础上，又据86年度工作中新的进展，由水涛主编写成。其中第二章第一节由邱郁双执笔；第二章第三、四节由梁如华执笔；第三章第一、二、三节由徐步台执笔。其余各章节及全书修改、定稿工作均由水涛完成。

1) 水涛等，1982，中国东南沿海变质基底年代学及构造格局。浙江地质科技情报，1982，第1期。

目　　录

第一章　区域地质概况

所论浙、闽变质基底系指浙江绍兴-江山断裂带以南、福建武夷山东坡、邵武-河源断裂东南一侧的广大地区（图 1-1）。主要出露于上虞一丽水一政和一大埔一线以北的所谓章镇-遂昌隆起带以及闽西北隆起带。然而，在上虞一大埔一线东南的中生代火山岩覆盖区包括舟山列岛也仍有零星出露。此变质基底岩石在广东省之增城、广州、云开及海南岛也有广泛分布，因而浙、闽变质岩系实则是中国东南边缘大陆统一基底的一部分。以上所述范围大致与一些研究者所称"华夏褶皱带"相仿，其北邻接扬子地块的江南地轴及赣湘粤桂加里东褶皱带。"华夏褶皱带"往往又以上虞一大埔一线为界把东南地区称为"华力西-印支褶皱带"，或概称浙闽粤沿海褶皱带。

图 1-1　论区所处大地构造及地理位置示意图

I. 江南台背斜；II. 赣、湘、粤、桂加里东褶皱带；III. "华夏台背斜"；1. 东南边缘大陆北西边界；2. 本题研究区。

浙闽变质基底地层在浙称陈蔡群，在闽称建瓯群，由各种结晶片岩、片麻岩、变粒岩及大理岩组成，大多属中等变质相系，在广东云开区则曾见有麻粒岩相出现；混合岩化普遍，可集中形成百余平方公里的岩穹或岩带；构造线方向紊转不定，具有多期次复杂构造变形，同斜倒转是最普遍的构造形式，然而在六、七十年代则曾误作大单斜构造，地层累计厚度竟达数十公里。有小型超镁铁质岩侵入，皆已强烈蛇纹石化，稍晚尚有酸性岩体侵入活动。

长期以来陈蔡群的时代被认定属于早古生代，其主要依据是 K-Ar 同位素年龄大多

晚于奥陶纪。但自 80 年代以来作者等陆续取得了一些年龄测试成果。如绍兴-江山断裂带岩石及两侧地块全岩 Rb-Sr 等时年龄约 7 亿年[19]、陈蔡群锆石 U-Pb 谐和曲线图解年龄为 14.38 亿年等；嗣后浙江区域地质调查队、第七地质队等也都相继获得相近年龄值。因此，在近年一些重要的总结性论著中都已改定为前震旦纪。

福建建瓯群在浅变质岩石中已多处发现微古化石，总体组合面貌近于南方昆阳群及北方蓟县系、青白口系，部分分子可延续至早古生代。对建瓯群的时代认识，原争议不大，一般认为属于前震旦纪，但自 60 年代以来所获大量 K-Ar 同位素年龄皆偏近早晚古生代，更兼在一些原定为建瓯群的浅变质岩中有数处发现了晚古生代化石，尤其近年在建瓯附近原属建瓯群大岭组的地层中找到"几丁虫"，被认为是非洲奥陶纪锥几丁虫的相似种[24]，由此原建瓯群的时代概念受到了冲击。当前福建省内及国内地质界对建瓯群的时代归属形成了两种不同意见。闽省地质志已改建瓯群为麻源群，时代定为青白口纪、震旦纪—早古生代。在闽西南出露的以楼子坝群为代表的基底地层也列入震旦系。

以往基于大单斜构造的认识，陈蔡群被划分为 a，b，c，d 四岩性组；建瓯群则有迪口组、龙北溪组、大岭组、麻源组、吴坌（墩）组等，但历年来颇多变动。两省据以往工作程度，无论是年代区间和地层序列都难对比。作者等为此曾踏勘了浙南及闽北主要基底地层剖面，认为两者处于同一构造带上，走向延续、变形变质程度相似，从岩石地层组合单元其总体岩性、型相及岩石化学特征皆可对比。因此，陈蔡群和建瓯群应该被视为相关的具有共同形成与形变历史的统一基底。

第二章　浙闽变质基底地质研究

探讨解决浙、闽两省变质基底岩系的层序与对比关系是我国东南边缘大陆基底研究中的一个基础课题。由于结晶基底岩系的组成在本质上是各类广义的构造岩，在强烈构造变形期，原始岩层结构构造已遭彻底置换，内部矿物发生固态流变，出现晶格塑性位错，并在轴面片理方向发生定向流动和重结晶作用，原始沉积特征和组成至此已根本改观。因而，不容置疑，必须以构造分析作为研究基底岩系划分、对比与演化历史的基础。因此，本章将首先分析结晶基底岩系的变质构造问题。

第一节　基底岩系的变形构造分析

一、陈蔡群区域性面理研究

研究以陈蔡群和建瓯群为代表的结晶基底地层区域性面理的意义是十分显然的。这是剖析、厘定形态构造、变形历史以及重建基底岩石地层序列的最重要的起始点。长期以来，一直视浙闽基底地层为大单斜构造，这是由于把区域性稳定分布的面理认定是未经构造变动的顺层面理，与原始层理面相一致。而事实上，日益增多的证据说明这些面理是由构造置换而成的新生面理，原始层理已不复存在，即使现在所见到的不同岩性的分界面，也已失却了其地层意义。然而，如以陈蔡群为例，已经高度变质，岩石趋于"均一化"，构造置换并非是一目了然，只有认真查找一些对构造置换具有指示性的残留构造形迹，诸如无根勾状褶皱、折叠层、压扁透镜体等，并且对变质程度不同、岩性不同的不同构造反应，作出具体的分析，才能得出发生区域性构造置换的结论。构造置换现象在不同的岩类中有其不同的表现形式，陈蔡群大理岩中的构造置换比较明显，在宏观上一般呈条带状构造或岩石只具均匀的粗晶结构。条带多由透辉石、橄榄石、蛇纹石、方解石等矿物组成，一般认为是由原岩中的夹层成分变质生成。通过对这些条带的研究，我们认识到它们已经受过强烈的构造变动，有一些外貌上视似一般的平行条带，但经仔细观察查找存留形迹，就可以清楚地看出这些条带有些具有转折端，形成折叠层，这就指明了现在所见到的大理岩中的条带是由原始夹层经过变质变形而成的，并至少由原始夹层折叠一次以上。折叠层继续变形并被拉断，便形成了常见的褶皱型石香肠（照片 1）。同时在平行方向上也形成了一系列断续的细条带，这就构成了一组新生的面理。此外，大理岩中还有一种呈不连续的条带构造（照片 2），外观面貌上已难分清条带与基质，其形态纷繁奇特，无论其宽度，还是延伸长度都有较大的变化。作为原始夹层的暗色条带（主要由辉石、橄榄石、方解石组成）由于塑性流变而互相拼接粘连，而作为原始基质的白色条带（主要由方解石组成）则表现出较为强干的形变，有些拉伸断开处的两端的形状可以互相吻合拼接。同时，即使在平行的截面上，所反映出来的构造形迹也可以迥然不同，这说明至少有两个方向的拉伸构造。

但不管如何，这些不规则的形迹都有一个相同的延伸产状，显微镜下方解石呈极度拉长的透镜体，长轴方向与条带延伸方向一致。所有这些现象都充分说明了大理岩中的条带方位并非是原始层理方位，更不是原始成份变换的韵律界面，而是经过强烈构造变动，也即是构造置换后的新生面理方位。

由于大理岩中较少片状矿物，所以与条带构造方位相应的流劈理不甚发育，而在浅粒岩类及角闪岩类中，除了存在指示构造置换的残留形迹外，更显著的是广泛发育了流劈理。流劈理由定向排列的片状矿物(多为云母)及呈透镜状的石英集合体组成。对角闪岩类来说，其岩性比较均一，较少薄的夹层，但从石英脉和混合岩脉所形成的等斜褶皱及折叠层中可以看出(照片 3，4)，流劈理的方向与褶皱的轴面劈理的方向是完全一致的。此外，照片 4 折叠层转折端顶部由流劈理所组成的无应变三角区清晰可见，说明这些小等斜褶曲是具有区域性意义的。当褶皱由含有多层长英质薄层的岩石组成时，如二云长石石英片岩，由于长英质薄层脆性较大，容易拉断，所以褶皱在强烈压扁作用下，不会形成折叠层，而是翼部拉断形成石香肠及构造透镜体，在转折端处形成无根勾状褶皱，同时平行轴面发育流劈理(照片 5，6)。由此可见，广泛发育在角闪岩类及浅粒岩类中的流劈理绝不能说是顺层片理，而是平行轴面劈理的新生置换面理。

片麻岩类变质最深，变形也最强烈，因此，一些指示性构造已破坏殆尽，难于发现明显的残留构造形迹，如无根勾状褶皱、褶皱转折端等。但是可以发现，片麻岩中片麻理并不是平直的连续条带，而是呈透镜状及依稀可辨的折叠层出现(照片 7)。这就可以说明这些片麻理也是因构造置换而成的，并且是平行轴面劈理的新生面理。只要在显微镜下浏览一下，在片麻岩类岩石薄片中还会发现多方向、多序列的片理构造及相应的变质矿物，其中包含了较片岩、变粒岩类更为复杂的变形信息。

上述几种岩类已概括了陈蔡群的主要岩石类型，并且片麻理、流劈理及大理岩中的条带，它们的产状基本一致，组成了陈蔡群的区域性面理。对其在不同岩类中的表现进行分析，也就系统地证明了陈蔡群区域性面理是一组因构造置换而成的新生面理。

综合上述，陈蔡群构造置换特征形迹的发育有如下几种形式：a) 岩石整体处于均匀的塑性状态，夹层与基质的韧性差别甚小，在变形时，夹层可被任意弯曲，从而形成同斜褶皱(照片 3)。同斜褶皱继续紧闭便形成折叠层(照片 4)，最后折叠层被剪切拉断形成褶皱型石香肠(照片 2)。遵从这种过程的岩石比较均一，或者动力增温使岩石局部或整体呈塑性状态，从而消减岩石中的韧性差；b) 当岩石在变形中夹层比基质的塑性更大、流动性更强时，在强烈的变形作用下，软弱的易于发生流动的夹层便会在强干的基质的薄弱处或裂开处楔入，形成透镜体与条带互相交织的构造形迹(照片 2)；c) 当岩石中有长英质夹层时，一般情况下长英质夹层的强干度比基质的要大，则在褶皱及强烈压扁作用下，长英质薄层被挤压拉成透镜体并在转折端处形成无根勾状褶皱(照片 5)。

二、叠加褶皱、变形期次及区域构造形态

陈蔡群不仅发生了构造置换，而且存在多期复杂的构造组合(表 2-1)。构造的叠加证据很多，如两个产状不同的褶皱轴面相交存在于同一露头，直观地反映了褶皱的叠加现象。沿着陈蔡地区丁家坞剖面，每每可以发现在显著的区域性流劈理及片麻理(走向，

表 2-1 浙江陈蔡群变形期次和构造序列

构造期次	构造序列			断裂构造	褶皱运动面
	褶皱	面理	线理		
D_1	F_1，同斜，无根勾状、柔流褶皱	S_1，区域性构造置换面理 $S_1 /\!/ S_0 /\!/ F_1$ 轴面	L_1，窗棂构造 矿物流线 石香肠	韧性剪切带	S_0
D_2	F_2，平卧褶皱(?) 剑鞘褶皱	S_2，水平面理，F_2 轴面片理	L_2，石香肠(粘滞型)	韧性推覆剪切带	S_0 S_1
D_3	F_3，陡倾尖顶褶皱	S_3，破劈理		叠瓦状逆冲断裂	S_0 S_1 S_2
D_4	F_4，大型宽缓对称褶皱			弹性断裂	S_0 S_1 S_2

NE—NEE，倾向 SE∠30°—40±）上，经常有一组陡倾的倾向南东的劈理与之斜接，也同样反映了两个构造期次的叠加。此外，在显微镜下也常可见到几种变质矿物沿数个不同方向分布形成交切和包容关系。种种现象表明，陈蔡群经受了多期次的构造运动。然而，要具体地划分出期次，却又是比较困难的，因为整个构造发展史是个连续的过程，应变场的改变必然有新的构造产生，而新生的构造格局又反作用于应变场的改变，如此处于既平衡又不平衡的对立统一关系中。下面就根据不同构造特征划分出的不同期次构造及其它相应的构造现象予以详述。

（一）D_1 变形

D_1 变形以前的 D_0 变形（即原始岩层的层内变形），由于经受了强烈的构造置换已不复存在。在 D_1 变形期间，相应地发生了大规模的区域性变质作用，这一期也是陈蔡群在整个构造发展过程中变形及变质最强烈最活跃的一期。 D_1 变形除了发生区域性构造置换面理以外（S_1），同时发生了褶皱（F_1）、线理（L_1）及韧性断层。

S_1 为显著的区域性流劈理及片麻理。一般来说，S_1 的形成与区域递进变质温度的高潮紧密相连，在变质温度达到高潮时，岩石处于塑性及粘塑性状态，甚至局部地方发生超变质作用，如大理岩与角闪岩的接触关系，普遍地在岩性界面上出现指状嵌入，或两者在成分上出现“透入交换”形成渐变过渡带（照片 8）。其成因可能是在变形过程中物性差异层发生强烈剪切滑移而导致在其界面热量聚积。大理岩相对更易发生流变甚至熔融，从而局部流迁贯入角闪岩中，或者在高温熔融状态下发生了混合作用。由此可见，S_1 形成时是处于较高温压条件下并呈现塑性到粘塑性的流变变形状态。

大多数变质杂岩区中 F_1 的特征是同斜褶皱，陈蔡群中与 S_1 相应的层内小褶皱也相雷同（照片 3，4，5）。不同岩层所反映的小构造形态往往指示了高一级大型构造的形态。如陈蔡采石场所见粗晶质大理岩顶部角闪片岩中的方解石脉（出现在倒转翼）成同斜褶皱（照片 9），表明视似块状均质体的角闪片岩层实则具发育的同斜褶皱；又如正常翼大理岩中的角闪岩夹层，在一个平行枢纽方向的纵断面上呈宽、窄变化的条带或布丁构造，然而在垂直方向的横断面上却形成同斜褶皱（照片 10），在转折端显著加厚，翼部拉伸变薄，同

时为平行轴面片理方向的剪切滑移面所切断。上列不同翼部出现的低次同斜褶皱无疑是高一级构造形象的模写。事实上通过大理岩及其上方角闪片岩、黑云片岩层序的对比及残留褶皱转折端的发现，确证存在中等规模的同斜倒转现象（照片 11），经追溯又见褶皱枢纽向北东端倾伏，向南西端两翼急骤减薄收敛以至拉断，据大理岩中普遍发育的"巧克力块"布丁构造以及大理岩层空间上实际分布特征，可以判断在倾向方向也必然造成类似的同斜倒转以及剪切断离现象（图 2-1）。

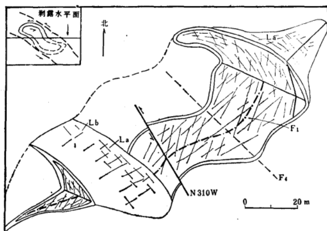


图 2-1　浙江诸暨陈蔡采石场大理岩褶皱形态平剖面示意图

La 为 a 轴线理；Lb 为 b 轴线理；左上角示大理岩在倾向方向上的褶皱形态。

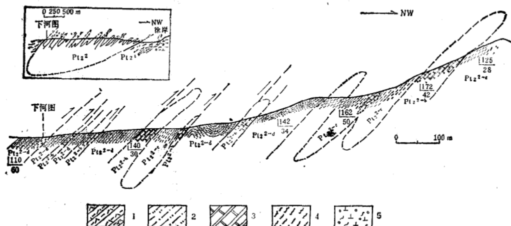


图 2-2　浙江诸暨县陈蔡群下河图构造剖面图（据区域地质调查队资料）

1.角闪岩类（Pt_2^{2-d}）；2.浅粒岩类（Pt_2^{2-c}）；3.大理岩类（Pt_2^{2-b}）；4.黑云斜长片麻岩类（Pt_2^{1}）；

从区域上更大规模的构造形象来看也当雷同。如陈蔡地区从徐岸向南至张家湾一带作一剖面，首先将发现片麻岩类仅出露于这一剖面两端，且具相同面理产状，其间则反复

再现大理岩、浅粒岩及角闪岩类。M. Mattauer (1980) 认为形成片麻理的埋深上限是 9 公里左右，而形成流劈理的构造层次是 9—4 公里。由此可见，陈蔡群的片麻岩类应处于较深的构造层次，其上才是大理岩、浅粒岩和角闪岩。因此，陈蔡地区陈蔡群构造由一个大型同斜复式向斜构成。其内部次级褶皱则如业已恢复的下河图剖面构造所示(图 2-2)。这是各地陈蔡群中最显著、最普遍的构造表现型式，在区域上具有典型意义。

L_1 主要表现为褶皱型石香肠与巧克力块石香肠，此两种石香肠的形成与它们的物质成分有关。原始的夹层形成折叠层后继续沿枢纽方向拉伸剪切滑移而形成褶皱型石香肠，此时岩层受到强烈挤压，从而在褶皱型石香肠的端部形成了鱼咀构造 (照片 1)。而巧克力块石香肠为折叠层形成过程的产物，较围岩强干的夹层，在强烈的挤压力下产生各向拉伸，形成巧克力块石香肠。两种石香肠形成的应力场条件见图 2-3。

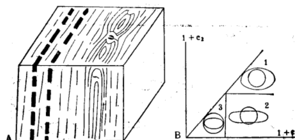


图 2-3 A. 褶皱型石香肠与巧克力块石香肠 B. $1+e_1, 1+e_2$ 为主应变轴[1)] 巧克力块石香肠形成于第一应变场，褶皱型石香肠形成于第二应变场。

(二) D_2 变 形

这一期的构造形迹发现得比较少，但就一些特殊的形迹以及结合构造发展过程，可以认识到 D_2 产生的构造形迹为近水平产状。此乃随着 D_1 的结束，水平剪切不断加强所产生的结果。由于多期构造叠加，岩石面理的产状常十分凌乱，但水平的面理及平卧褶皱还是比较明显，同时可见到一系列平行面理的韧性断层，韧性断层往往把平卧褶皱的两翼极度拉薄 (图 2-4)。B. B. 艾兹 (1973) 认为变质岩中的平卧褶皱的形成过程有两个阶段，

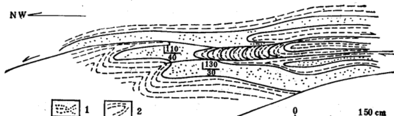


图 2-4 浙江诸暨陈蔡水库公路，陈蔡上亚群中褶皱形迹
1. 长英质浅粒岩； 2. 石英片岩。

1) J.G. Ramsay, 1983, 构造地质与岩石变形，宋鸿林等翻译整理，武汉地质学院翻印。

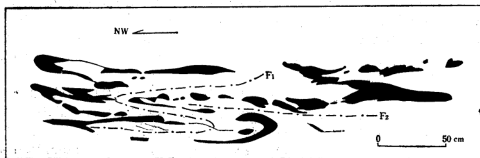


图 2-5 浙江诸暨陈蔡浅粒岩中石英脉成之字形褶皱(F_2)素描图

(据照片素描)

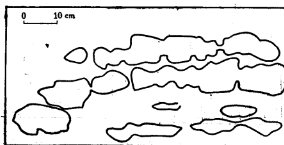


图 2-6 浙江诸暨陈蔡采石场大理岩中角闪质岩形成粘滞型石香肠(L_2)素描图

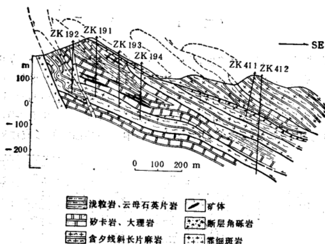


图 2-7 浙江诸暨七湾铅锌矿地质构造解释图(据 19—41 线剖面编)

第一阶段水平挤压形成直立褶皱；第二阶段垂直挤压水平拉伸形成平卧褶皱。但陈蔡群 F_2 的形成并不是因为有垂直挤压力对 F_1 的作用产生的，而是由于区域性简单水平剪切作用产生水平方向拉伸而形成。由石英脉组成的 F_1 的轴面形成了之字形褶皱(图 2-5)，很好地说明了水平剪切拉伸是形成 F_2 的决定因素。此外，在大理岩中也见有角闪质条带形

成的平卧褶皱及相伴产生呈平卧褶皱状展布的粘滞型石香肠（图 2-6）。据七湾矿区勘探揭露，大型平卧褶皱及低角度推覆和岩片叠置十分发育，这是属于"a"型褶皱，在垂直山链方向的强烈剪切活动中同时造成褶皱拉断而形成透镜状大小"包体"（图 2-7）。这在大理岩层变形中同样十分多见。

在七湾"a"型褶皱中还发育有箭鞘褶皱（sheath fold），照片 12 即为箭鞘褶皱的横断面，呈大小不等近于封闭的椭圆形，其中两个小椭圆可见其相互连接的关系。箭鞘的指向垂直地层走向（枢纽方向），表明沿着地层倾向（劈理倾向）有强烈的剪切流动。

箭鞘褶皱从属于那一变形期次尚无直接的相关形迹可以论证，但从构造发展演化一般规律分析，从属于 D_2 变形期并为"a"型褶皱在持续发育中形成较为合理。

（三） D_3 变 形

随着地壳抬升，岩石也愈表现为浅构造层次的弹性变形，F_3 主要表现为陡倾斜歪尖顶褶皱，褶皱面多为 S_1 组成，如大理岩中由条带组成的尖顶褶皱（照片 13），条带本身就具有 F_1 的转折端，也就是说 F_1 的轴面已被弯曲形成了尖顶褶皱形态，并遵循 F_3 的方位变得陡倾。此外，在陈蔡水库公路旁尚可见及 F_3 与 F_2 叠加复合，其中 F_2 平卧褶皱被再褶皱形成陡倾歪斜的 F_3（图 2-8）。F_3 在露头上往往还表现为两组倾向相同、倾角不同的面理有规律地交替出现（照片 14）。F_3 的形成，使大型的早期褶皱的转折端呈现锯齿状。

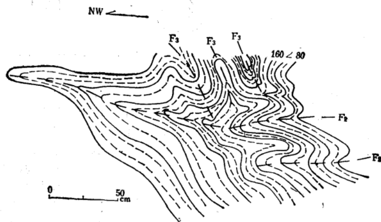


图 2-8　浙江诸暨陈蔡水库公路，陈蔡上亚群浅粒岩中褶皱叠加现象

S_3 为一组破劈理并平行 F_3 的轴面劈理，劈理倾向东南，倾角大于 70°，面距较大。因此，经常在很多地方都能见到陡倾的破劈理与低缓的流劈理（S_1）斜接的现象。

（四） D_4 变 形

这一期的变形，一改前几期的变形环境。属于变质期后浅表构造层次的变形。F_4 常表现为轴向北西的宽缓中小型褶皱，枢纽较陡，如陈蔡所见的横跨在 F_1 上的宽缓褶皱的

枢纽倾伏角为 80°，同时相伴发育一系列高角度的脆性断裂。另如七湾一带所见 F_4 是一个大型的向北西倾伏的宽缓褶皱，它不仅使 F_1、F_3 的轴面发生了弯曲，同时也使早期形成的断裂跟随着弯曲（图 2-9）。

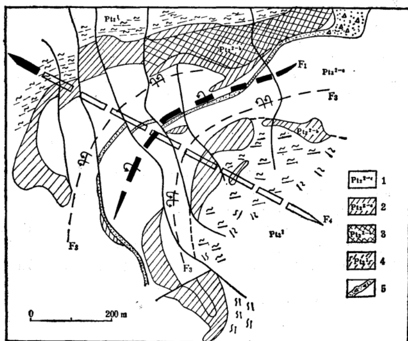


图 2-9　浙江诸暨七湾矿区复合褶皱构造纲要图

1．浅粒岩；2．矽卡岩；3．大理石；4．片麻岩；5．断层角砾岩。

由上可见，陈蔡群的褶皱构造相当复杂，经受了多期次的叠加，从它们不同期次的产状方位上看，叠加格式主要有 Ramsay（1983）划分的 I 类与 III 类，即 F_3 同轴叠加在 F_1 上，F_4 横跨叠加在 F_3 和 F_1 上。但应该指出的是，陈蔡群下部片麻岩物质组成已经受彻底改造，原始构造消失殆尽，镜下可见包容了多组轴面片理及相应变质矿物，区域性片理（S_1）仅代表了上部中浅变质岩系形成后第一次较强的构造变形，而片麻岩所经历的早期构造变形历史，从浙西南龙泉等大批出露地区厘定，系大幅度的平卧褶皱，其上叠加了相当 F_1 的同斜紧闭褶皱构造及逆冲断裂系。但多数地区往往为 F_1 所置代，片麻理趋近 S_1 方向。在邻近绍兴-江山古陆对接带地区尤为显著。

三、福建建瓯群构造特征

建瓯群的构造形态也同陈蔡群一样，经受了强烈的变形，形成了多期次的构造形迹。也曾经发生了一次全面彻底的构造置换，并且其表现形式与陈蔡群也有相同之处。片麻岩及角闪片岩中的无根勾状褶皱清晰可见（照片 15，16），岩石受到更强烈的压扁作用时，其中的矿物集合体表现为拉长的透镜体（照片 17）。此外，在建阳杜潭见到岩石整体表现为

形迹纷繁的柔流褶皱、勾状褶皱、肠状褶皱等，反映粘塑性环境下形成的构造，并且这些褶皱构造的轴面与区域性面理产状一致。根据朱志刚等（1985）和胡忠昭等（1984）对南平、政和一带的构造研究，可把建瓯群的构造发展分为四个期次（表 2-2）[25,26]。前三期与最后一期在构造发展及与变质的关系上存在较大的差别。D_1 变形形成 F_1 及 S_1，F_1 多为等斜褶皱、紧闭褶皱、无根勾状褶皱及层内柔流褶皱，褶皱常因强烈压扁作用而形成与 F_1 轴面劈理平行的透镜体。S_1 为构造置换作用而成的新生面理，也平行 F_1 轴面劈理，S_1 主要由一些变质时重结晶作用形成的片状矿物形体组成；D_2 变形是变质期最主要的多级的构造形变，F_2 以倒转褶皱及陡倾斜歪褶皱为主。 S_2 常由近于平行轴面的 F_2 陡翼上云母定向排列显示出来，实际是原有方位的转向。同时，石香肠非常发育，有的石英脉组成"之"字形褶皱；D_3 变形，这一期属于塑性变形和脆性变形的过渡阶段，F_3 主要是一些纵弯滑褶皱，S_3 表现为平行 F_3 轴面的折劈理；D_4 变形是变质期后的构造形变，大多是发生了大型的宽阔褶皱。在上述塑性变形期内，常由于褶皱的层间滑动发生糜棱岩化作用，或在褶皱某一翼发生小型的韧性剪切带。

表 2-2　福建南平、政和一带建瓯群变形期次和构造序列

变形期次	构造序列		
	褶皱	叶理	线理
D_1	F_1 等斜、紧闭、平卧，层内无根柔流褶皱 运动面为 S_0	S_1 片理，F_1 的轴面面理，$S_1//S_0$	L_1，S_0 与 S_1 的交线
D_2	F_2 北西向，近等斜，近平卧，相似—顶厚褶皱 运动面为 S_0，S_1	S_2 折劈理，分异层理，F_2 轴面理，片理	L_2，S_0，S_1 与 S_2 的交线，石英香肠脉
D_3	F_3 南北向，斜歪，相似—顶厚褶皱，膝折 运动面为 S_0、S_1、S_2	S_3 折劈理，部分为糜棱片理，膝折带轴面	L_3，S_0，S_1，S_2 与 S_3 的交线
D_4	F_4 北东向，近对称等厚褶皱	S_4 破劈理	L_4，S_0，S_1，S_2 与 S_4 的交线

由此，浙闽结晶基底岩系大致经历了早期的塑性、粘塑性变形，表现为同斜褶皱和箭鞘褶皱，晚期处于弹性、塑性变形过渡阶段，表现为尖棱褶皱及相应折劈理，后期则进入浅表层次的弯滑变形，大多形成宽缓横跨褶皱。从层理置换现象及形态构造特征比较，邻近绍兴-江山古陆对接带的陈蔡群远较建瓯群彻底和强烈。

第二节　基底岩石地层序列及对比

变质构造研究的基本结论之一即是结晶基底岩层已经发生了多期次的变形叠加，普遍出现平卧褶叠及同斜褶皱现象。因此正常序列的建立必须以变质构造解析为前提。我们基于对浙闽变质基底普遍构造型式的认识，特别是通过浙江诸暨陈蔡群丁家坞剖面构造重建，恢复了基底岩石地层序列：

以下分别就浙南与闽北、闽西南变质基底岩石地层序列问题进行概述。

一、浙南变质基底岩石地层

（一）诸暨陈蔡地区陈蔡群岩石地层序列

该区以陈蔡丁家坞剖面（图 2-10）为例予以描述。该剖面最初由浙江区域地质调查四分队所测，为建立陈蔡群岩石地层提供了重要基础材料。按顺序出露岩层如下：

27 层，黄褐色浅粒岩及橄榄石白云石大理岩，7.5 米；
26 层，深灰、墨绿色斜长角闪岩及乳白色大理岩，15 米；
25 层，黄褐色浅粒岩，3.3 米；
24 层，灰黑、墨绿色斜长角闪岩及乳白色大理岩，15 米；
23 层，灰黑、墨绿色麻粒岩?（斜长角闪岩），35 米；
22 层，乳白色大理岩，14 米；
21 层，灰黑、墨绿色斜长角闪岩，37 米；
20 层，乳白色含透闪石大理岩，5.3 米；
19 层，黄褐色浅粒岩夹墨绿色斜长角闪岩，23 米；
18 层，含角闪石大理岩，29 米；
17 层，黄褐色浅粒岩及墨绿色斜长角闪岩，42 米；
16 层，黄褐色浅粒岩，30 米；
15 层，乳白、肉红色大理岩，26 米；
14 层，压碎片麻岩?多次破碎构造岩，35 米；
13 层，墨绿色斜长角闪岩、辉石斜长角闪岩及黄褐色浅粒岩，261 米；
12 层，黄褐色浅粒岩及墨绿色斜长角闪岩、角闪片岩，118 米；
11 层，灰白色石英变粒岩、二云变粒岩夹斜长角闪岩薄层，142 米；
10 层，黄褐色浅粒岩，155 米；
9 层，墨绿色斜长角闪岩，10 米；
8 层，灰白、浅绿色橄榄石辉石白云石大理岩；
——掩盖——
7 层，含夕线石黑云斜长片麻岩，55 米；
6 层，斜长角闪片麻岩夹糜棱岩，160 米；
5 层，混合岩化麻粒岩?混合岩化辉石斜长角闪岩，66 米；
4 层，混合岩化黑云斜长片麻岩，30 米；
3 层，混合岩化夕线黑云石英片岩? 716 米；
2—1 层，夕线黑云斜长片麻岩，230 米。

上列剖面中以 7 层为界可明显的分为两个组段，1—7 层主要是以含夕线石为特征的黑云斜长片麻岩类；8—27 层则主要是片岩、浅粒岩及大理岩类。

8 层之下最近发现含砾黑云石英片岩、黑云石英变砾岩层及底部复杂砾岩层（详见后文）。

从所列 8—27 层中可以发现同种岩性的反复再现，且呈有规律的对称重复，如黄褐色

浅粒岩层（27,25,19,16,13,10）及大理岩层（27,24,22,20,18,15,8）等皆多次再现，是同类岩性互层产出，抑或是同斜褶皱造成的重复现象，则必须遵循"构造地层法"的原则和程序进行细致的观察和综合判别。陈蔡群已普遍达到中深变质程度，一般沉积岩或浅变质岩区熟知的沉积层序判别方法，如利用原始沉积粒度变化序列、层理及层面构造标志以及据弹性变形理论所建立的构造面理与层理关系的鉴定方法等，在塑性、粘塑性变形阶段和发生强烈变晶作用下都已失去实际应用的可能性，就是可能用以指示正常序列的构造转折端也已往往被压扁、透镜体化而难以寻觅、辨别。在丁家坞剖面的地层序列重建中，有效的方法是研究标志性地层组合的对称分布、残余构造转折端所示地层层序，在可能对比印证条件下利用低次褶皱轴面与包络面的关系以及变余砾岩层中可能得以保存的粗大颗粒的变余粒级层等。当然区域性普遍构造型式和规律的认识是十分重要的分析基础。例如对陈蔡群一般面理构造分析已经可兹证明丁家坞剖面中所测得的"层理"皆系区域性片理面。事实上在丁家坞剖面位置上也已同样取得了证据。如相当"层 8"的大理岩条带构造，在枢纽方向拉断成布丁构造，然而可以清楚地看到"布丁"中对称分布的条带所组成的褶皱构造形迹（照片 1），因此系折叠层在其枢纽方位被剥露出来的转折端构造。所以条带构造非大理岩原始沉积韵律及层面标志，而是构造置换所致的新生面理。另如，区域性不同级次构造的最普遍构造型式为多期次同轴叠加造成的同斜褶皱，在同一构造旋回或幕次中所造成的构造往往具有相似的型式和方位，因此丁家坞剖面相类似地层的重复再现，应该认为可能存在同斜褶皱构造。前述枢纽方向褶皱型布丁构造实际上也即是同斜褶叠层在走向方向上剪切拉断所造成，是丁家坞地层褶皱构造形象性的显示。

但对丁家坞剖面具体形态构造的认识和厘定系从下述几方面的发现而取得进展。

（1）浅色白云质大理岩在剖面上一再出现，且皆以具有灰绿色角闪片岩条带为特征。在相当"层 8"及"层 27"位置，发现大理岩构造倾伏端（照片 18），"层 27"已压扁呈尖棱状，但沿原始裂面充填的压泌长英质脉其后随同褶皱而保留了清楚的倾伏形象；"层 8"大理岩中原始深色夹层还保存倾伏转折的产状。两处据此确定的大理岩顶板依次都是中厚层状（斜长）角闪片岩及黑云片岩，其厚数米，在不同构造部位厚度均不相同。这一层序在丁家坞剖面"层 8"



图 2-10　浙江诸暨丁家坞剖面陈蔡群地层划分

之南的另一处大理岩采场中又复出现。这一标志性地层组合同样见于此剖面以外诸如陈蔡等几处被认为“不同层位”的大理岩层中。由上获得一个重要认识：1）白云质大理岩组合层在区域上稳定出现，具有标志性特征；2）原认为不同层位的白云质大理岩尽管局部成分变化迅速，但由地层组合关系鉴别皆可对比，因而是同一层位褶皱重复再现所致；3）可据白云质大理岩组合标志层准确勾划出褶皱构造形态。

（2）由上述两处构造倾伏端厘定白云质大理岩层之上方为黄褐色浅粒岩层，此层同斜折叠构造发育。

（3）据“层 8”之南的一层白云质大理岩牵引褶皱轴面产状与包络面关系确定为倒转层序（图 2-11）。恢复正常序列应是白云质大理岩层—黄褐色浅粒岩层—墨绿色斜长角闪岩层。在丁家坞剖面及邻近区域填图中这一层序获得证实。

（4）原“层 7”砾岩层与上述各层关系至今尚少直接依据，然从沉积相环境来看应属

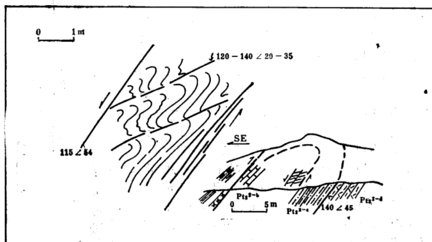


图 2-11 浙江诸暨丁家坞陈蔡上亚群大理岩层（Pt_2^{2-b}）倒转翼次级褶皱及轴面片理

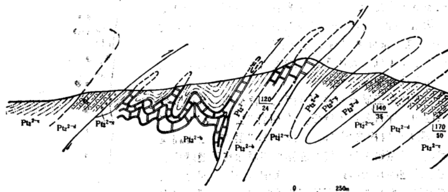


图 2-12 浙江诸暨丁家坞陈蔡群

陈蔡群上亚群 Pt_2^2：1. Pt_2^{2-d} 角闪岩类，包括黑云斜长角闪片岩；2. Pt_2^{2-c} 浅粒岩类，包括变粒岩、长云质大理岩；4. Pt_2^{2-a} 含砾黑云石英片岩、黑云石英底部砾岩。陈蔡群下亚群 Pt_2^1：5. Pt_2^1 片麻岩

近隆起蚀源区或滨海潮间带沉积。从构造沉积旋回一般发展程式推断[illegible]于大理岩[illegible]之下。

（5）剖面中及区域内广泛出露的黑云斜长片麻岩类，极少发现与上列地层成同形褶皱，在变质、变形特点上也与上列各层有异，总的特征是具更为多期的变形、变质世代，反映了更大的埋深和更为久远的地质经历，因而宜置于上述各层之下方。此片麻岩类在大区域内出露甚广，由于缺乏标志层，其具体层内褶皱形态与变形期次至今尚难恢复。

根据上述构造地层分析法则现已恢复丁家坞剖面“7层”以上构造及层序如下（图2-12）。

据图2-12，“8—27层”可化解为如下组合：

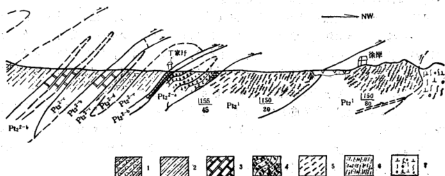
下部 灰白、乳白色透闪石粗晶质白云石大理岩及灰白、浅绿色辉石橄榄白云质大理岩，间有灰绿色斜长角闪片岩、黑云变粒岩等细条带，往往形成紧闭褶皱或沿轴面片理方向拉薄、断裂而成布丁构造，甚或散布于基质中形成假砾石。据多数剖面所见大理岩层的“顶板”为黑云斜长角闪片岩及黑云片岩。此粗晶质条带状大理岩层紧闭折叠在剖面上反复出现成为勾勒变形构造轮廓的标志层，然在走向与倾向方向往往拉断离裂形成褶皱“布丁”构造，出现地层滑脱现象。

中部 长英质浅粒岩及斜长变粒岩、长英片岩、二云石英片岩，偶夹石英岩、磁铁石英岩等。浅粒岩多由微斜长石、斜长石及石英组成并有少量黑云母及白云母。顺沿片理面形成片状与粒状矿物及成分互异矿物间的分凝条带（segregation banding），造成层理与韵律构造假象。此层呈强烈变形褶皱，往往保留同斜褶叠、平卧倒转、尖棱褶皱、弹性弯滑等各个不同变形阶段的形迹。

上部 斜长角闪片岩、辉石斜长角闪片岩或角闪岩层。斜长石与角闪石、辉石形成黑白相间异常醒目的分凝条带；角闪岩中之角闪石含量可达80%，呈不稳定透镜体状分布。

上述诸层反复重现形成复杂同斜褶皱和各种干扰型式，单层岩石常又被强烈拉伸、变薄或断离滑脱，故尔真实厚度的估算颇多困难。

以上所述下部片麻岩类与上部大理岩、浅粒岩、片岩类显然存在变质相与构造型式上



构造剖面图（据浙江区调队资料编）

石石英片岩、二云石英片岩、二云变粒岩； 3. Pt_2^{2-b} 大理岩类：含角闪石大理岩、透辉橄榄大理岩、白类：夕线黑云斜长片麻岩、石榴黑云斜长片麻岩。6. 糜棱岩、千糜岩。7. 片理化石英闪长岩。

的差异，长久以来曾经推断两者之间存在沉积与变质历史的间断。经追溯终于在底部发现出露宽度达百余米的变质含砾岩层及变质砾岩层。现据草测剖面（图 2-13），描述如下：

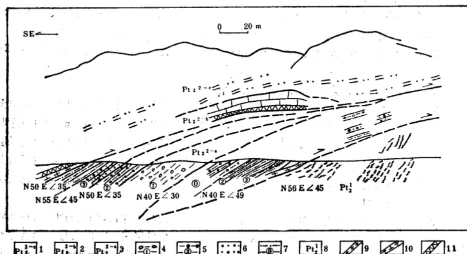


图 2-13 浙江诸暨丁家坞剖面陈蔡群上亚群底部砾岩层与下亚群接触关系草测图

1. 陈蔡上亚群浅粒岩层； 2. 陈蔡上亚群白云质大理岩层； 3. 陈蔡上亚群底部含砾黑云石英片岩层； 4. 杂色砾岩层； 5. 石英砾岩层； 6. 细砾黑云石英片岩层； 7. 含砾黑云石英片岩层； 8. 陈蔡下亚群黑云斜长片麻岩； 9. 伟晶岩脉； 10. 闪长岩脉； 11. 石英脉。

砾岩层发现于原区测剖面“7 层”，出露宽度约 120 米左右。根据砾石成分、含量和砾径等差别可分为四层。

层① 变余含砾黑云石英片岩，砾石成分单一，得以保存的仅有石英岩，以细砾（2—10 毫米）为多（照片 19），经强烈拉伸并有压碎离裂现象，黑云母富集成带状，类似片麻理特征。层厚约 20 米。此层于部分地区钻孔所见为富黑云片岩，夹含片麻岩透镜体。与下伏片麻岩层的成分和结构构造呈现过渡现象。

层② 含石榴黑云石英变砂砾岩层（照片 20），灰黄色、黄褐色，厚层块状。砾石含量＞30—40%，主要由较粗大的经拉长的石英岩砾石组成，少量深色角闪质砾石。多数石英岩砾石长径为 2—6 厘米，风化面上轮廓显然，边缘钝圆状。角闪质砾石形态较不规则，砾径在 1—2 厘米间，镜下见角闪质砾块具环状交代蚀变圈。“基质”中大量存在重结晶粗粒石英、斜长石、黑云母、石榴子石等。此层厚约十余米。

层①、层②中大量晶质变质矿物呈等粒状充填于砾石破碎缝隙和边沿，作为“基质”的矿物异常复杂，计有辉石、角闪石、黑云母、白云母、石榴子石、绢云母、钾长石、微斜长石、石英、方解石等；副矿物计有电气石、磷灰石、榍石、锆石、铁矿物等。可能系角闪质及花岗质片麻岩类经风化离解和后期蚀变所致。

层③ 变质杂砾岩层（照片 21），呈厚层块状，其色斑驳陈杂。砾石形态各异，但皆遭压扁拉长，粗细悬殊，大者长径达 20 厘米，小者仅 2—3 毫米。砾石成分复杂，深色者计有角闪岩、绿帘角闪岩、二长角闪辉石岩、角闪斜长变粒岩、含辉石角闪变粒岩等，普遍以

富含榍石及角闪石柱状晶体为特征(照片22、23)，同时也有大量微斜长石出现；浅色砾石则有石英岩、绿帘钾长变粒岩及变质碳酸盐类岩石等。

"基质"富榍石绿帘角闪微斜变粒岩(照片24)成分也甚复杂且分布极不均匀，所见矿物有辉石、角闪石、黝帘石、微斜长石、斜长石、石英、黑云母、石榴子石等。

推断深色砾石原岩可能为斜长角闪变粒岩或片麻岩类，部分为蚀变基性(中基性)岩浆岩；浅色砾石可能是酸性火山岩及钙质沉积岩。胶结物则以钙质泥砂质岩为主。

变余砾石趋近定向排列，与流劈理成15°—20°角斜交。其中局部并保留由粗大密集石榴子石变粒岩组成的楔状变余层，显示不稳定水流介质的沉积特征。

此层厚约3—4米，向上含砾成分趋于单一。

层④　含石榴黑云石英片岩，石英岩砾石在此层中渐趋消失，保留变余砂粒状结构的残迹(照片25)。

上述变质砾岩层产状稳定，为N 30°—50°E∠25°—35°，倾向SE。此层以低缓角度推覆到下伏层夕线黑云斜长片麻岩之上，其间混合岩化发育并有伟晶岩脉沿接触界面充填；其顶部含石榴黑云石英片岩则又与上覆白云质大理岩、浅粒岩层成断层接触，其间为石英脉、闪长岩脉充填(图2-13)。

此底部变质砾岩层分布稳定，经追溯在邻近沟谷中均有出露，尤以相当层①、层②的变质含砾岩层为多见。

层①与下伏片麻岩层普遍形成构造滑脱，连续追溯数公里见接触界面皆为伟晶岩充填。

通过对砾岩层与下伏片麻岩层的区域追溯填图及变质、变形(包括岩组分析)研究获如下结果：

(1)从填图资料来看(图2-14)，下伏片麻岩层在邻接上覆层接触带处其片麻理产状有趋近上覆层片理方位的趋向，但一般仍可鉴别其间的差别：片麻岩产状较陡(40°—60°)，走向偏近N 50°—60°E；变质砾岩层则倾角平缓(25°—35°)，走向大约N 40°E。

从远离接触带的区域里，片麻岩类的走向往往紊转不定，而主要的趋向是近EW，局部偏向NW及NE。前曾述及在远离绍兴-江山对接带如龙泉等地片麻岩出露区，显示其基本构造形态为大幅度平卧倒转褶皱，而上覆层往往是稳定的NE轴向陡倾同斜褶皱。所以从稍大的范围里表现出明显的构造线交接现象。

(2)上覆变质砾岩层(Jd_3)与下伏片麻岩(Jd_A)中的石英变形条带皆较发育，据对两者变形条带方位统计结果所作出的石英变形条带方位图(图2-15)，表现出两者有一组近似共同的变形极密，大致反映了NW-SE方向挤压，然片麻岩中尚有大致反映SN向挤压的变形极密，这在变质砾岩层中不曾出现，显然是砾岩层沉积期前的古构造应力活动形迹。

(1)—(2)点已可证明上述两者存在明显的构造不整合现象。

此外，上覆层的矿物共生组合通常为：石榴子石＋黑云母＋石英＋斜长石，是属低角闪岩相；下伏层的矿物共生组合则是：夕线石＋黑云母＋钾长石＋石英，是属高角闪岩相中的夕线石-钾长石带。

除此，下伏层中广泛出露的穹状混合岩化及均质变晶作用现象也完全不同于上覆层。

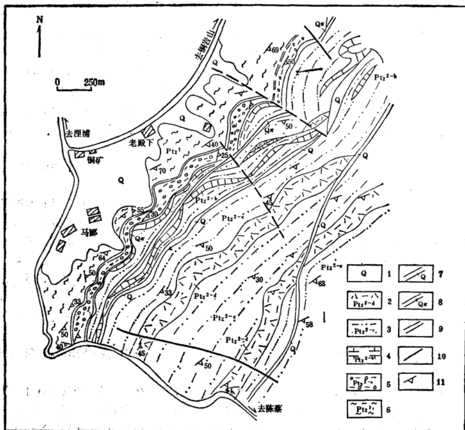


图 2-14 浙江诸暨陈蔡北西陈蔡群分布略图

1. 第四纪；2—5. 陈蔡上亚群：2. 斜长角闪岩层；3. 浅粒岩层；4. 白云质大理岩层；5. 底部变质砾岩层；6. 陈蔡群下亚群：夕线黑云斜长片麻岩；7. 石英脉；8. 石英斑岩；9. 伟晶岩脉；10. 断层；11. 片麻理、片理产状。

因此，上、下层间尚存在变质、混合岩化作用历史及强度的差别。

据上述，所发现的含砾片岩、变质砾岩层可能是变质古风化壳及底砾岩层，其与下伏层间也应是区域性不整合接触。

变质含砾片岩、变质砾岩层在区域上曾多处见及，分布广泛。浙江区调报告曾记载陈蔡吾家坞南有厚达 150 米的“含砾黑云石英片岩，局部为变砾岩”，其成分也相仿佛，“主要为石英，砾径 0.5—5 厘米，含量一般为 20% 左右。”[1]在富盛一带也曾发现“厚 40 余米的轻变质硅化角砾状砾岩”，并层位相当，其上为大理岩，其下为斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩。上述可能表明在浙南广大范围曾普遍地由于变形隆起而遭受长期风化剥蚀。另据浙江第七地质队在浙西南龙泉一带区测中，多处发现黑云石英片岩于高处覆于片麻岩系之上，两者变质、变形特征迥异。许金坤告知钻孔剖面见片岩系与下伏片麻岩存在渐变过渡层；康

1) 浙江区域地质调查大队（1974），1:20 万诸暨幅报告。

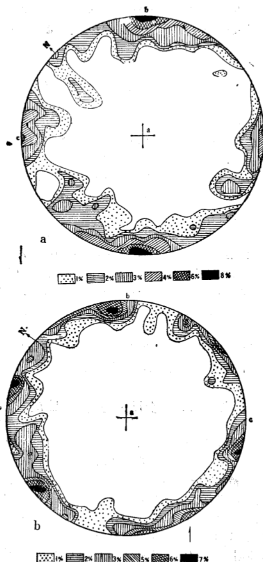


图 2-15　浙江诸暨丁家坞陈蔡群石英变形带方位图

a. 陈蔡上亚群黑云含砾石英片岩（Jd_3）石英（116 颗粒）；b. 陈蔡下亚群黑云斜长角闪片麻岩（Jd_A）石英（110 颗粒）。（王小凤测量作图）

海南等在八都瀑云附近发现过渡层为粗晶质黑云长石石英片岩，其中包含有斜长角闪质、长石石英质等多种压扁砾石，长径可达 50 厘米，砾石中黑云母形成片麻理，并依稀可见紧密折叠的形象。所以此砾石无疑来自下部片麻岩系。这在大地构造与沉积发展史中无疑是重大的事件，反映了构造沉积旋回的更迭，据此可划分陈蔡群为上、下亚群。上亚群包含 (1) 底部砾岩层；(2) 白云质大理岩层；(3) 浅粒岩层；(4) 斜长角闪岩层。

由丁家坞上亚群底部变质砾岩层碎屑锆石 U-Pb 上交点年龄为1438百万年，浅粒岩层全岩 Rb-Sr 等时年龄为901百万年(据浙江区域地质调查队)，并为变质年龄892百万年(辉石 K-Ar 法)辉石橄榄岩侵入。

(二) 浙南变质基底岩系的对比联系

浙南其他地区如龙泉乌岙、八都、狮子坑一带广泛分布黑云斜长片麻岩类岩层，且在大范围内因深融变质作用形成混合岩。其岩性特征与陈蔡群下亚群一致。由乌岙取得的碎屑锆石 U-Pb 上交点年龄为2004百万年，所以无疑应同陈蔡地区片麻岩类划归于陈蔡下亚群；另如遂昌治岭头、龙游溪口一带所见的主体组成也属黑云斜长片麻岩类，含夕线石、十字石、蓝晶石等典型变质矿物，由遂昌大柘和龙殿剖面获 Rb-Sr 全岩等时年龄分别为1569百万年及1813百万年，因此，也当归属陈蔡下亚群。

余如龙泉查口、小梅、大坑程一带直至玉岩、里庄等皆为变粒岩、磁铁石英岩、石英片岩类，以及斜长角闪片岩、绿帘绿泥石片岩等。在龙泉溪口一竹舟剖面及龙游北山钻孔剖面也同样发现有数十至数百米的绿泥石片岩、绿泥钠长片岩，其原岩正可与陈蔡上亚群上部地层斜长角闪片岩、角闪岩相当。在小梅并有条带状白云质大理岩出现，因此，皆可与陈蔡上亚群相应层位对比。张健康、汪承松和许金坤将相当于这类片岩、变粒岩地层曾命之为"龙泉群"。

上虞-丽水断裂以东之芝溪头、鹤溪等出露的变质岩前曾命为"鹤溪群"，可能是属广义的陈蔡群，但或许也有相当青白口纪变质岩的存在。

二、闽北变质基底岩石地层

闽北建瓯群研究颇详，但历史上认识更迭，时代及对比关系尚多悬疑。

作者大致赞同福建地质三队迪口、夏道幅区调报告拟定的划分方案，然而当时并未确认结晶基底岩石呈同斜褶皱这一普遍构造型式，因而层序的建立与对比仍有存疑。

建瓯群的下部为迪口组，在创名地出露岩性有：黑云斜长片麻岩、二云片麻岩、夕线黑云斜长片麻岩、黑云角闪片麻岩等，局部强烈混合岩化。未见底，估计厚度大于500米。作者于此层获碎屑锆石 U-Pb 上交点年龄为1851百万年。

其上龙北溪组，原创名地剖面分层及描述如下(据福建省区域地质志)：

上部：厚＞373米

22层，绿泥绿帘石片岩，15米；

21层，阳起石片岩与阳起钠长石片岩互层，20米；

20层，绢云母化钠长绿帘石片岩，15米；

19层，灰绿色含绿帘钠长黑云母片岩，28米；

18层，含阳起钠长绿帘石片岩，含硫化物金属矿层，75米；

17层，暗绿色阳起绿帘石片岩，90米；

16层，阳起绿帘石片岩夹钠长绿帘石片岩，130米；

——断层——

中部：厚＞1246 米

15—14 层，灰白色白云母片岩，上部夹 4—5 层灰白色薄层条带状石英岩，245 米；

13 层，白色薄层石英岩，质纯，层理清楚，沿层面分布少量透辉石及条带状绢云母，82 米；

12 层，白云母石英片岩，云母及石英 0.1—0.5 毫米，条带状分布，136 米；

11 层，白云母片岩夹少量二云斜长变粒岩、石英岩，195 米；

10 层，灰色薄层石英岩，层理清楚，局部含方解石及绢云母与石英相间定向排列，191 米；

9 层，白色薄层片理化糖粒状石英岩，层面上偶见白云母，101 米；

8 层，中下部为白云母石英片岩，底部夹薄层条带状石英岩，293 米；

下部：厚＞610 米

7—6 层，白色薄层质纯石英岩与白云质大理岩互层夹黑云石英片岩，层面上含少量透辉石、绢云母，中部夹厚约 1 米的磷矿层，50 米；

4 层，灰白色薄层石英岩，含少量绢云母、高岭土，上部显条带状构造，偶见白云母石英片岩碎块，65 米；

3 层，白色薄层质纯石英岩，沿层面分布少量条带状绢云母及透辉石，106 米；

2 层，浮土；

1 层，灰黑色黑云斜长变粒岩，下部黑云石英片岩，未见底，厚＞102 米。

上列是基于单斜地层所划分的层序，然而闽北地质队迪口幅区调中已经证实龙北溪组剖面为一近南北走向，轴面西倾的同斜倒转褶皱[37]。虽然构造形态的恢复尚不完善，但对建立正常岩石地层层序有重要启示。

龙北溪组剖面的上部地层由绿片岩类组成，形成层内褶皱，中、下部地层有明显的多次重复现象，所示变形或许较迪口幅所恢复的形态更为紧闭和复杂。作者综合福建省区域地质志及迪口幅的分层描述资料，归纳如下：

底部，石英岩、黑云石英片岩；下部，白云质大理岩、硅质大理岩；中部，白云母石英片岩、二云母片岩、薄层条带状石英岩、二云斜长变粒岩；上部，绿片岩类，主要有绿泥绿帘石片岩、钠长绿帘石片岩、阳起绿帘石片岩、绿泥石片岩等。据福建地质三队研究，其原岩为钠质碱性玄武岩及英安岩，且以高钛低钾为特点。

龙北溪组之上又建大岭组，两者整合，据建瓯大岭原剖面为：

14—11 层，灰绿色二云母石英片岩夹二云母片岩，＞383 米；

10 层，浅灰色二云母片岩夹二云母石英片岩，产"几丁虫"，73 米；

9 层，灰绿色二云母石英片岩，夹少量白云母片岩，＞60 米；

8 层，薄层黑云斜长石片岩，局部夹二云母石英片岩，90 米；

7 层，黑云母片岩，46 米；

6 层，绿泥白云母石英片岩，产"几丁虫"，19 米；

5 层，白云母变粒岩，局部夹绿泥白云母片岩，206 米；

4—3 层，上部及下部见薄层白云母石英片岩及绿泥白云母片岩，266 米；

2—1 层，白云母变粒岩夹白云（绢云）母石英片岩，＞122 米；

——断层——

下伏地层：龙北溪组。

据福建省区域地质志可归纳为：下部，变粒岩偶夹白云母石英片岩；上部，二云石英片岩夹二云母片岩及变粒岩。在南部池丹、黄田、葫芦山一带下部岩性以黑云钠长石变粒岩和黑云二长变粒岩为主，并认为还存在石英岩、大理岩"夹层"。

然据龙北溪一东岩地质构造剖面，所称"大岭组"显然与龙北溪组呈同形褶皱，而且事实上很难认为"大岭组"具有独特的足以区别于龙北溪组诸岩性层的特征，相反从构造关系及岩性对比应以归属龙北溪组中部为宜。

此外，在闽北又曾划分出麻源群，是系原麻源组的内涵。1977、1979年的地层总结文献中置于大岭组之上，近年的地质志重新厘定层位，用以置代建瓯群划属最下部。其岩性描述在前后期著述中颇多差异，作者基于建阳杜潭至建瓯禾呈剖面踏勘及薄片鉴定资料，认为现"麻源群"出露区在杜潭一长坪一麻沙一建阳一线，主要岩性组合为：含石榴黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、角闪斜长片麻岩等，多数含典型变质矿物石榴子石、夕线石、石墨等，局部地段强烈混合岩化。但上述路线剖面中也曾见有斜长角闪岩及变质含砾岩层（详见后文）。

由建阳向建瓯路线上所见为二云石英片岩、红柱石黑云石英片岩、含石榴黑云石英片岩、绿帘角闪片岩及二长变粒岩等，但自建瓯禾呈向南皆为二长片麻岩及黑云斜长片麻岩类。

从以上路线观察作者认为真正"麻源群"主体部分出露在建阳北西一带，并在建瓯禾呈以南再现。其变质岩石学特征与原建瓯群迪口组并无二致，但局部可能相当龙北溪组下部层位（如长坪剖面黑云石英片岩、变质砂砾岩层等）；建阳至建瓯禾呈一段岩性大部应属龙北溪组中、上部，但建瓯大桥附近采场绿帘角闪片岩及黑云石英片岩应与下部层位相当。

福建省区域地质志中所述德化田地、赤涂寨等一带的"麻源群"剖面及明溪枫溪一对家"麻源群"第四段酸性火山碎屑岩剖面，恐难与原所定义的"麻源群"相等同，而似应属龙北溪组中、上部以及它们的相变部分。

综合上述，闽北建瓯群实则可以由下部的迪口组及上部的龙北溪组予以概括。

迪口组与龙北溪组两者变质相及岩石学组成特征互异；在真正相当迪口组的片麻岩类中至今尚未发现微古化石，然其上方的龙北溪组及相当层位中多处发现微古植物及"几丁虫"。此外，60年代初已经发现迪口组与龙北溪组之间为不整合关系并命之为"迪口运动"（郑文武，1962），在以后的区调报告、地质志中都曾作了叙述，尽管认识仍不统一，但揭示的现象无疑十分重要。据载刘鸿允等也曾前往建瓯杉洋一龙岗一西坑等出露点考察，肯定了沉积砾岩层，其中记述："变质砾岩的砾石主要为石英，磨圆度良好，砾径一般0.5—3厘米，含量约10—20%，由下而上递减，胶结物已片理化，厚度数十米，在区域上很可能代表龙北溪组底砾岩与下伏迪口组变粒岩？（片麻岩）的分界，两者也很可能表现为假整合。"前已述及在建阳长坪与龙北溪组相当的绢云石英片岩底部也曾发现有厚达20余米的片理化变质砂砾岩及变质砾岩层，并与相当迪口组片麻岩之间仅为一花岗斑岩脉体所隔。在多数剖面中两者尽管往往被认为"断层"接触，但是相当龙北溪组的下部却几乎皆保留有厚层石英岩或黑云（绢云）石英片岩，如前述龙北溪剖面即是其例。

由上可见，龙北溪组底部砾岩层具有区域性意义。对比前已叙述的浙南陈蔡群中多处所见的砾岩、含砾岩层所呈现的岩性组成、结构构造特征，可以发现两者异常相似，而尤为重要的是所处层位也竟完全相当，其下陈蔡群下亚群与迪口组同是由稳定而单一的黑云斜长片麻岩类组成，其变质特征矿物有夕线石、蓝晶石、十字石等；其上之陈蔡群上亚群与龙北溪组自下而上同是由下列岩性段组成，(1)黑云石英片岩、石英岩、含砾黑云石英片岩、黑云石英砾岩等；(2)镁质或硅质大理岩夹黑云斜长角闪片岩，可相变为绿帘斜长角闪片岩；(3)长英质浅粒岩、云母片岩类，夹含磁铁石英岩及石英岩层；(4)斜长角闪片岩或相变为绿片岩类。但在闽北可能存在更高层位的岩石地层，如在建阳水吉一顺昌一线以东零散出露的透辉石石英岩、绿帘石英岩、石英透辉石岩等，以及厚度颇大的石英云母片岩、云母石英片岩类[1]。

基于以上，作者建议建瓯群两分，下亚群为迪口组，上亚群为龙北溪组，分别与陈蔡下、上亚群相对比，其间均以上亚群底部石英岩、含砾石英片岩及变质砾岩层为分界。据上述划分和对比在浙南和闽北区大致可以划分出下亚群(为主)分布区及以上、下亚群同斜褶皱而交替出露的岩层分布区。从而勾划出浙闽基底复式背斜褶皱的宏观形象(参见图 3-5)。

闽东中生代火山岩覆盖区仍有变质基底零星出露，其岩性主要为黑云斜长片麻岩、绿色片岩及钙、硅质岩组成，变质程度较深，局部并呈混合岩化。据岩石地层组成及构造分析，此应是建瓯群所组成的变质结晶基底的一部分。

三、闽西南基底岩石地层

闽西南地区的基底岩石系列也颇为复杂，大致分布在广昌-宁化-永安这一北西向基底断裂带以西。该岩系变质甚浅，主要由千枚岩、板岩及变质粉砂岩、变质砂岩组成，夹含硅质岩层，厚达 9000 余米，其上有早古生代地层继承沉积，呈整合接触，变形微弱，层序正常，与古生代地层成同形褶皱，故其主要变形期为加里东期。该套地层详分为楼子坝群、丁屋岭组以及南岩组、黄连组。

楼子坝群由灰绿色变质细砂岩、粉砂岩、千枚岩组成，夹多层硅质岩，最厚可达 60 余米。原始水平层理发育，沉积韵律清楚，未见底，厚>6000 米。其中含微古植物多种，如 *Trachysphasridium* sp., *Protoleiosphasridium* sp., *Archaeohystrichospharidium* sp., *Palaeomorpha* sp., *Brocholaminaria* sp., *Microhystridium* sp., *Lignum* sp. 等。这一组合分子中个体小(<10 微米)，光面为主，曾见于苏联里菲界尤尔马金群及我国长城系，但也可延续至上部震旦统。

丁屋岭组主要岩性为变质细碎屑岩及硅质岩，偶见磷质条带，变质细砂岩中发现微古植物 *Protoleiosphaeridium* sp., *Trematosphaeridium* sp.。底部为厚层变质长石石英砂岩，变质含砾石英砂岩、砂砾岩层等沉积底砾岩，与楼子坝群为假整合接触，厚>1500 米。

南岩组，变质钙质细砂岩、千枚岩夹条带状硅质岩及含长石石英砂岩，偶见白云质灰岩透镜体和黄铁矿薄层，厚度>1000 米。其中采得微古植物 *Leominuscula minuta*, *Loph-*

---

1) 闽北地质队，1986，闽北变质岩系研究报告。

表 2-3 浙、闽变质基底地层对比略表

作者 / 地区 / 地层柱位	闽区域地层表(1979) 闽北	闽区域地层表(1979) 闽西南	闽地质志(1984) 闽北	闽地质志(1984) 闽西南	本专题组(1986) 地层柱位	本专题组(1986) 闽西南	本专题组(1986) 闽北	本专题组(1986) 浙南 "龙泉区"	本专题组(1986) 浙南 陈蔡区	运动幕(百万年)
下古生界—震旦上统		黄连组 南岩组	下古生界 | 震旦上统	林田群 黄连组 南岩组	晚元古代 震旦系	黄连组 南岩组 丁屋岭组	丁屋岭组	「鹤溪群」 (?)	892	晚晋宁运动 (雪峰运动) 800—850
					晚元古代 青白口系	楼子坝群 ?	吴墩组 891			
震旦下统		丁屋岭组	龙北溪组 丁屋岭组 迪口组 吴墩组	丁屋岭组 楼子坝群	中元古代 蓟县系	闽西南变质混合岩系	建瓯群 上亚群 (龙北溪组) d. 绿色片岩层 c. 浅色片岩层 b. 白云质大理岩层 a. 底部砾岩层 ?	「龙泉群」 d. 绿色片岩层 c. 浅色片岩层 b. 白云质大理岩层 a. 底部砾岩层 ?	陈蔡群 上亚群 901 d. 斜长角闪岩层 c. 浅粒岩层 b. 白云质大理岩层 a. 底部砾岩层	早晋宁运动 (武陵运动) 1000±
青白口系	建瓯群 吴挡组 麻源组	楼子坝群	麻源群		中元古代 南口系		下亚群 (迪口组) 1822	1569 1813	1438 下亚群	华夏运动 1400
蓟县系	大岭组 龙北溪组 迪口组				中元古代 长城系		1851 黑云斜长片麻岩类	"陈蔡群" 黑云斜长片麻岩类 2004	黑云斜长片麻岩类	

ominuscula cf. prita, Margominuscula antigua 等，此类化石曾见于湖北三峡区陡山沱组。

黄连组普遍以硅质岩发育为其特点，间有千枚岩、板岩及薄层变质细砂岩，厚 300 米左右，与上覆中下寒武统林田群灰黑色薄层千枚岩呈整合接触。

上述岩石系列形成于特定的构造域，其岩性殊难与其他区域沉积岩一一对比，但就岩性总体组合、微古化石及上、下层接触关系所反映的地质历史段落，大致可建立起如下地层年代序列：

黄连组与南方上震旦统灯影组在岩性特征上近于一致；其下南岩组据微古化石及岩性似可与峡东下震旦统上部相当；丁屋岭组厚，大陆屑沉积，应划属震旦下统而与志棠组为代表的层位相当，丁屋岭组底部沉积间断面所代表的构造运动应与晋宁晚期运动或雪峰运动相当，但这一运动在闽西南是以抬升为主。据此限定，楼子坝群应置于青白口系。

应予提及的是楼子坝之南的武平及上杭、永定一带所出露的黑云斜长片麻岩、黑云片麻岩及黑云片岩等变质程度较深且大部分已混合岩化，原曾一概划归楼子坝群，但据变质相及构造置换特点皆应归属建瓯群。

另应指出：以楼子坝群为代表的青白口纪沉积，事实上未必局限于闽西南区。如分布于闽西北浦城一洋源一带东南侧的吴墩组历来置于麻源群之上，时代隶属虽游移多变，但都归于广义的建瓯群。假整合于此层之上的是丁屋岭组，含微古植物 *Trematosphaeridium holtedahlii*, *Laminarates autiquissimus* 等及 *Conodonta* 等与峡东震旦系下统分子相当，因此其下之吴墩组无疑应处于南方震旦系之下。

吴墩组上部岩性为变质中细粒杂砂岩夹含复杂成分火山碎屑岩，下部见于顺昌吴墩村，为厚达 60 余米底砾岩层，砾石成分来自下伏斜长变粒岩类。以往皆认为与“麻源群”呈假整合关系，此处所称“麻源群”根据作者的对比意见属建瓯上亚群或龙北溪组中、上部，此系中等变质相系的片岩类，原始层理面业经构造置换，但上覆吴墩组变质甚浅，变形微弱，原始层理保存良好，因而两者显系不整合接触。

从吴墩组的岩性组成、变质变形特点，尤其是所处层位应相当于青白口纪的楼子坝群，由是可以确认闽西北之变质基底之上存在与闽西南相当之楼子坝群且不整合覆于其上。由此进而论证，变质基底岩系曾经历了早晋宁期构造运动。

综合以上基底岩石地层序列及对比意见可概括建立闽北、闽西南及浙南基底地层对比关系如表 2-3 所示。

第三节　基底岩系岩石学和岩石化学

一、主要岩石类型

陈蔡群、建瓯群变质岩大致可分五大类，列表如下：

(一) 片麻岩类

主要分布于下亚群，以黑云斜长片麻岩为主。常含特征变质矿物石榴石、蓝晶石、夕线石、石墨等。陈蔡群、建瓯群下亚群底部常见混合岩化现象。矿物粒径在 0.5 毫米以

表 2-4 浙闽变质基底岩系主要岩石类型

类别	类型名称	重要亚类	主要矿物含量范围(Vol.%)	原岩类型及产出层位
1	片麻岩类	黑云(二云)斜长片麻岩	黑云母(主)、白云母1/20—3/10；石英3/10—5/10；斜长石(An = 25—30)>8/10	泥砂质沉积岩(主)火山碎屑沉积岩(少)，见于陈蔡群、建瓯群下亚群
		黑云二长片麻岩	黑云母1.5/10—2/10；斜长石3/10；钾长石2/10；石英3/10—3.5/10	泥砂质沉积岩 见于陈蔡、建瓯群下亚群
		含石榴夕线(蓝晶)黑云斜长片麻岩	黑云母1/10—2.5/10；斜长石3/10—3.5/10；石英3/10—5/10；夕线石1/20—1/10；石榴石<1/20	
		石墨片麻岩	斜长石2.5/10—3/10；石英4.5/10—5.5/10；黑云母<1/20；石墨1/20—1/10	炭质砂泥岩，见于陈蔡群下亚群
		黑云钾长片麻岩	钾长石5/10—6/10；斜长石1/20—1/10；石英2/10—3/10；黑云母1/20—15/10	长石砂岩，见于陈蔡群下亚群
2	片岩类	二云石英片岩	黑云母、白云母4/10；石英>5/10	泥岩、泥质砂岩、长石砂岩，见于陈蔡、建瓯群上亚群
		长石二云石英片岩	黑云母、白云母1.5/10；石英>5/10；长石1/10—2.5/10	
		黑云片岩	黑云母3/10；石英>5/10	
		白云片岩	白云母3.5/10；石英>5/10	
		阳起片岩	阳起石7/10；含帘石、绿泥石	钙镁泥质岩或泥灰岩 见于龙北溪组中、上部及陈蔡群龙泉区的"龙泉群"
		绿帘片岩	绿帘石7/10；钠长石1/20；含绿泥石	
		绿泥片岩	绿泥石7/10—8/10；含绿帘石、阳起石、黑云母等	基性火山岩、白云质泥灰岩，见于陈蔡、建瓯群上亚群
		钠长阳起片岩	阳起石>5/10；钠长石>1/20—2.5/10，含绿泥石、绿帘石等	基性火山岩，部分相当细碧岩或细碧质火山岩，见于龙北溪组中、上部
		绿帘(泥)钠长阳起片岩	阳起石>5/10；钠长石3/10；绿帘(泥)石1/10—1.5/10	
		阳起钠长片岩	钠长 6/10—7/10，含阳起石(或绿帘石)，有时含透辉石、绿泥石、石榴石等	中基性火山岩，部分为细碧角斑岩及角斑岩或相应的火山碎屑岩，见于龙北溪组中、上部
3	变粒岩类	黑云斜长变粒岩	斜长石3/10—5/10；石英4/10；黑云母1/20—1/10	砂岩、酸性火山岩、火山碎屑沉积岩，见于陈蔡群上亚群
		二长变粒岩	斜长石、钾长石≥5/10；石英3/10—4/10；黑云母1/20—1/10	
		钾长变粒岩	钾长石>5/10；石英4/10；黑云母1/20	中酸性火山岩、火山碎屑沉积岩、砂岩，主要见于建瓯群上亚群
		黑云斜长(二长)变粒岩	斜长石(+钾长石)≥5/10；石英3/10；黑云母1/10，含夕线石或堇青石	
		斜长浅粒岩	斜长石5/10—7/10；石英3/10；黑云母<1/20	酸性火山岩、火山碎屑岩、砂岩，见于陈蔡、建瓯群上亚群
		钾长浅粒岩	钾长石≥5/10；石英4/10；黑云母<1/20	
		二长浅粒岩	钾长石、斜长石5/10—7/10；石英2/10—4/10	

类别	类型名称	重要亚类	主要矿物含量范围(Vol.%)	原岩类型及产出层位
4	角闪质岩类	斜长角闪岩	角闪石＞5/10；斜长石4/10—4.5/10，有时含辉石、黑云母、石英等	基性熔岩、含杂质白云质泥灰岩，见于陈蔡群上亚群顶部及建瓯群(上、下亚群均能见及)
		角闪片岩	角闪石8/10；石英1/10，其它尚见斜长石	基性熔岩、白云质泥灰岩，见于陈蔡、建瓯群上亚群
		角闪斜长片麻岩	角闪石3.5/10—4/10；斜长石4.5/10；石英1.5/10—2/10，有时见少量铁铝榴石	钙质泥灰岩，见于陈蔡群下亚群
5	大理岩类	透闪石白云石大理岩	白云石8.5/10—9/10；方解石1/20；透闪石1/20	白云岩、泥灰岩、含硅质灰岩，见于陈蔡、建瓯群上亚群
		蛇纹石化透辉橄榄大理岩	岩石由方解石(主)、橄榄石(蛇纹石化显著)、透辉石(次)及白云石(少量)组成	
		金云母大理岩	方解石8/10；金云母1/20；透闪石、橄榄石1/10	
		含石英大理岩	方解石＞8.5/10；白云石＜1/20；石英1/10	

上，具片麻构造，原岩为泥砂质沉积岩。

(二) 片 岩 类

1. 云母(石英)片岩　为陈蔡群、建瓯群上亚群主要岩类之一。主要是以石英、云母为主的石英云母片岩、云母石英片岩及以云母为主的云母片岩(表 2-4)，常含特殊变质矿物十字石、夕线石、蓝晶石等。岩石片状构造清楚，见变余砂状结构，石英呈透镜状条带或云母和石英组成相间条带，显变余层状构造，大部分片理与层理一致。

2. 绿片岩类　主要分布在龙北溪组中、上部，陈蔡群上亚群也有出现，但分布较局限，主要分布在遂昌玉岩、龙泉一带。矿物成分复杂，含量变化大，常见类型如表 2-4。

(三) 变 粒 岩 类

1. 变粒岩　主要分布于陈蔡群上亚群 b 段，建瓯群上、下亚群均有出现。其中黑云斜长变粒岩分布最广。由斜长石、石英组成。黑云母＜10%，粒径＜0.5 毫米，块状构造或平行构造，建瓯群中常出现夕线石、董青石、石榴石等矿物，有时可见具不规则熔蚀边缘的斜长石、石英晶屑，或显变余砂状结构，推测原岩为火山岩及沉积砂岩。

陈蔡群上亚群 c 段顶部大理岩内的细粒斜长角闪变粒岩，由斜长石 (An ＝ 35±)，角闪石组成。角闪石富集呈条带，显变余层理构造，原岩可能是含杂质的泥灰岩。

2. 浅粒岩　主要分布于陈蔡群、建瓯群上亚群 c 段，常见类型如表 2-4，主要是二长浅粒岩。镜下见变余斑状结构，有时见少量残余火山晶屑-斜长石 (An ＝ 24—26)、石

英呈尖稜角状，原岩可能是酸性火山岩或火山碎屑岩。

3. 石英岩　主要见于建瓯群上亚群龙北溪组底部，块状构造，粒度较均匀，粒径在1毫米左右，具平衡镶嵌或犬牙镶嵌变晶结构，主要成分除石英(>90%)外，尚含少量云母、长石，偶见蓝晶石、石榴石。原岩可能为石英砂岩。

(四) 角闪质岩类

浙闽均普遍分布，主要是斜长角闪岩、角闪片岩及角闪斜长片麻岩等。产于陈蔡群上亚群b段的角闪片岩，呈层状、似层状产出，具片状构造，由角闪石、斜长石、石英组成，有时含少量黑云母、钾长石、石榴石、石墨等矿物，原岩为含杂质的灰岩或白云质泥灰岩；呈块状、团块状产出者，原岩为基性火山岩。产于龙北溪组的斜长角闪岩，由角闪石、斜长石(An = 24—28，部分为38—42)组成，含少量石英、黑云母，副矿物为磷灰石、榍石及相当丰富的磁铁矿。呈块状、团块状、透镜状产出，推测为基性火山岩。呈层状、似层状产出，具粒度成分韵律条带构造者，原岩为钙镁质岩。

(五) 大 理 岩 类

发育于陈蔡群上亚群b段及建瓯群上亚群中。有透闪白云石大理岩、蛇纹石化透辉橄榄大理岩、金云母大理岩及含石英大理岩等。组成矿物以方解石或白云石为主，含透辉石、透闪石、镁橄榄石、金云母等。微量矿物为磷灰石、锆石。陈蔡群大理岩常呈似层状、透镜状或团块状产出，厚层块状及条带(纹)状构造。原岩为浅海陆棚沉积的钙镁碳酸盐岩。

二、主要岩类的岩石化学及原岩恢复

根据浙闽有关区域地质调查报告，获得69个岩石化学数据(表2-5)，它们是未受混合岩化影响的变质岩，将分析结果换算为尼格里值并作图解，对陈蔡群、建瓯群相应层位岩类进行对比，得到如下初步结果。

(一) 片 麻 岩 类

取自陈蔡群下亚群的黑云斜长片麻岩(表2-5, 22—25)，黑云石榴斜长片麻岩、石榴黑云片麻岩(表2-5, 26、27)与建瓯群下亚群(迪口组)的黑云斜长片麻岩、二云斜长片麻岩(表2-5, 17—21)，其主要化学成分关系均十分相似。如 SiO_2 多数稳定在65—68%，$K_2O > Na_2O$，$MgO > CaO$，含 Al_2O_3 较高(14—16%)，且 $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$，在 $(al + fm) - (c + alk)/Si$ 及 $(al - alk)/c$ 图解(图2-16-a—d)中，都落在泥砂岩、粘土质岩区。仅个别取自建瓯群下亚群的黑云斜长片麻岩的 $Na_2O \approx K_2O$，$MgO > CaO$，岩石兼具火山岩和沉积岩双重特点，可能是就近的火山碎屑经短距离搬运沉积而成。

(二) 片 岩 类

云母石英片岩类 取自陈蔡、龙游溪口、龙泉遂昌及丽水、诸暨的石英片岩、黑云片岩(表 2-5,5—7)及相似层位的建阳麻沙、顺昌际会、仁寿的黑云石英片岩、石榴黑云石英片岩、白云片岩(表 2-5, 1—3)，其相应氧化物含量有较大差异，但氧化物间的关系确极相似，如多数 $K_2O > Na_2O$, $MgO > CaO$, $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$, $K_2O/(Na_2O+K_2O) = 0.53—0.98$，经图解(图 2-16-a—d)，绝大多数落入泥质、泥砂质沉积岩区，仅石榴黑云石英片岩落入火山岩区，两地成分差异可能是由于物质来源复杂造成，但从沉积相、沉积环境这一意义而论，仍不失为同一类别。

绿片岩类 陈蔡群见于遂昌玉岩及龙泉一带的上亚群，有绿泥片岩、绿泥钠长片岩等；建瓯群见于上亚群中、上段，有钠长阳起片岩，黑云阳起(石英)钠长片岩等，它们在化学组成上表现出很强的稳定性和相似性。如 SiO_2 皆低，稳定在 49—53%间，多数为 50%，TiO_2 普遍>2%，$FeO \approx Fe_2O_3$，FeO_t* 约 11—13%， $MgO > 4—6\%$， $Na_2O > K_2O$，化学特征与基性岩相似。图解(图 2-16-a—d) 多数落入火山岩区、细碧-玄武岩区。少数落入钙质沉积岩区、白云质泥灰岩区。

出现在龙北溪下段的绿帘片岩(表 2-5，13) Al_2O_3 高达 21.25%，原岩为富泥质灰岩。

(三) 变 粒 岩 类

取自陈蔡群上亚群的变粒岩，如丽水(表 2-5,43)、陈蔡(41,42)的浅粒岩及黑云斜长变粒岩、二长变粒岩(38、39)，与相当层位的建瓯群上亚群变粒岩，如建阳水吉、顺昌大历口(28)的黑云斜长变粒岩，多数为 $K_2O > Na_2O$, $MgO > CaO$, $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$，显沉积特征，图解(图 2-16-a—d) 落入沉积岩区。但少数(41) $Na_2O > K_2O$, $CaO > MgO$，原岩可能为酸性火山岩。

采自建瓯群明溪王坊、建宁客坊等地的黑云钾长变粒岩(表 2-5，29—31)，$Na_2O > K_2O$，$CaO \approx MgO$，$CaO < 1\%$，c 值一般为 4，$Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) < 65\%$，化学特征与酸性火山岩相似。由 $Na_2O/CaO > 3$ 和 $K_2O/(Na_2O + K_2O) < 0.5$，图解(图 2-16-a、b) 落入火山岩区及角斑岩区。原岩相当于石英角斑质火山岩。从上列化学成分特征及图解结果反映出变粒岩类原岩类型复杂。

(四) 角闪质岩类

斜长角闪岩 采自陈蔡(表 2-5,55)、建阳长坪(表 2-5,44—48)，下湖 (表 2-5, 49—51)的斜长角闪岩，SiO_2 多数在 48—53%范围，$Na_2O > K_2O$，$CaO > MgO$，MgO 平均为 6.97%，CaO 为 9.53%，$FeO > Fe_2O_3$，化学特征与基性岩相当。唯陈蔡群 (表 2-

* FeO_t 系代表全铁总量。

表 2-5 建瓯群、陈蔡群变质岩

岩类	序号	岩石名称	地层	氧化物含量 (Wt %)								
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
云母(石英或钠长)片岩类	1	黑云石英片岩	建瓯群	76.42	0.58	10.00	0.25	3.63	0.06	2.24	0.86	1.44
	2	石榴黑云石英片岩		70.45	0.74	12.78	0.32	4.75	0.10	2.42	1.93	3.01
	3	白云片岩		71.34	0.59	15.53	1.60	2.19	0.05	0.89	0.03	0.27
	4	黑云石英钠长片岩	陈蔡群	70.56	0.57	13.28	0.64	3.34	0.13	1.45	1.44	4.61
	5	石英片岩		66.91	0.99	16.15	2.07	5.04	0.19	1.33	0.49	0.24
	6	黑云片岩		56.41	0.95	19.68	8.89	1.36	0.11	1.77	0.16	0.13
	7	黑云片岩		58.71	1.17	19.19	8.68	1.35	0.16	0.97	0.15	0.17
绿片岩类	8	黑云阳起钠长片岩	建瓯群	50.52	3.66	12.73	6.46	6.67	0.18	4.84	7.31	3.37
	9	绿帘钠长阳起片岩		53.17	2.66	12.56	6.75	6.04	0.20	3.98	7.38	5.12
	10	绿帘钠长阳起片岩		49.31	2.52	13.34	5.35	4.40	0.21	6.29	11.96	2.98
	11	钠长绿帘阳起片岩		50.88	2.47	13.00	5.21	6.13	0.22	4.54	12.37	3.47
	12	钠长绿帘阳起片岩		51.37	2.72	12.50	6.20	4.47	0.28	4.00	11.75	3.50
	13	绿帘片岩		40.18	2.25	21.75	10.62	0.13	0.23	0.48	20.29	0.69
	14	透辉绿帘片岩		47.61	1.25	13.50	6.09	2.72	0.26	4.83	18.95	1.04
	15	钠长透辉绿帘片岩		45.17	1.75	13.84	8.56	2.72	0.64	4.23	19.01	1.20
	16	绿泥片岩	陈蔡群	49.51	1.70	13.63	7.90	6.72	0.22	4.56	7.63	2.33
片麻岩类	17	黑云斜长片麻岩	建瓯群	70.09	0.67	12.73	1.06	3.72	0.07	2.22	1.88	2.93
	18	黑云斜长片麻岩		65.35	0.88	13.98	1.48	4.96	0.11	2.82	1.51	2.60
	19	黑云斜长片麻岩		66.64	0.61	14.64	1.00	4.01	0.12	3.85	2.25	2.82
	20	二云斜长片麻岩		66.13	0.86	15.13	4.43	2.31	0.09	2.14	/	0.24
	21	黑云斜长片麻岩		65.13	0.80	14.59	2.39	4.07	0.11	2.64	1.47	2.65
	22	黑云斜长片麻岩	陈蔡群	68.52	0.63	14.95	0.77	4.79	0.16	1.54	1.12	2.25
	23	黑云斜长片麻岩		65.38	0.76	15.47	1.72	3.70	0.107	2.11	2.46	2.12
	24	黑云斜长片麻岩		64.86	0.81	15.40	2.11	4.00	0.15	2.16	1.11	1.90
	25	黑云斜长片麻岩		66.72	0.80	15.36	1.89	2.82	0.06	1.57	0.36	2.21
	26	黑云石榴斜长片麻岩		62.34	0.87	15.72	0.97	5.59	0.08	3.67	3.82	1.72
	27	石榴黑云片麻岩		63.01	0.89	16.37	1.46	5.15	0.05	2.97	0.76	0.77
变粒岩类	28	黑云斜长变粒岩	建瓯群	71.32	0.67	12.16	0.85	4.20	0.10	1.55	1.88	2.92
	29	黑云钾长变粒岩		70.24	0.40	14.80	1.29	1.29	0.64	0.57	0.77	4.55
	30	黑云钾长变粒岩		71.54	0.39	13.52	1.47	2.47	0.07	1.15	0.84	3.94
	31	黑云钾长变粒岩		68.48	0.20	15.60	1.83	1.71	0.08	1.11	0.92	4.59
	32	黑云二长变粒岩		71.00	0.48	13.09	1.72	1.75	0.10	0.92	0.67	3.82
	33	黑云二长变粒岩		67.46	0.54	14.31	1.95	3.36	0.09	1.71	1.52	4.44
	34	黑云二长变粒岩		66.43	0.49	15.49	1.37	2.86	0.09	1.54	1.63	5.18
	35	黑云二长变粒岩		71.74	0.60	13.35	1.49	2.81	0.09	1.29	1.91	2.90

岩石化学成分及尼格里参数

				尼格里数值								原岩成分
K_2O	P_2O_5	灼减	总量	al	fm	c	alk	si	mg	k	c/fm	
2.61	0.14	1.01	99.24	35.8	40.4	5.5	18.4	464	0.51	0.54	0.14	长石砂岩
2.46	0.14	1.36	100.46	34.26	35.93	9.41	20.41	321	0.46	0.35	0.26	复矿砂岩
4.31	0.05	2.90	99.75	54.95	26.67	0.36	18.02	428	0.30	0.91	0.01	泥质砂岩
3.40	0.13	0.38	99.93	38.41	25.46	7.28	30.81	329	0.40	0.35	0.09	石英角斑岩
3.59	0.14		99.77	46.3	38.7	2.6	12.3	326.7	0.25	0.90	0.07	泥质砂岩
4.73	0.18	5.59	99.96	45.5	41.5	0.7	12.3	222	0.25	0.96	0.02	泥岩
3.95	0.09	5.26	99.81	48.2	39.5	0.8	11.5	251	0.16	0.93	0.02	泥岩
1.69	0.95	0.87	99.25	20.0	47.68	20.8	11.52	135	0.40	0.25	0.44	细碧岩
0.75	0.28	0.78	99.67	20.10	43.42	21.39	14.59	143	0.37	0.09	0.49	细碧岩
1.63	0.28	1.75	100.02	18.68	41.36	30.60	9.34	118	0.54	0.26	0.74	细碧质玄武岩
0.78	0.25	1.23	100.00	18.7	39.4	32.4	9.6	124	0.42	0.14	0.82	富钙细碧岩
0.75	0.24	1.30	99.08	19.22	38.0	32.81	10.0	134	0.41	0.13	0.86	富钙细碧岩
0.39	0.16	2.59	99.76	28.96	20.03	48.99	2.03	91	0.08	0.27	2.45	富泥质灰岩
2.04	0.15	1.31	99.75	17.69	31.93	45.38	5.09	106	0.50	0.55	1.42	白云质灰岩
0.24	0.23	2.39	99.98	17.88	34.44	44.9	2.78	100	0.40	1.10	1.30	泥灰岩
0.90	0.38	4.92	100.4	21.4	49.3	21.8	7.5	132	0.37	0.20	0.44	玄武岩
2.42	0.14	1.46	99.39	35.51	34.38	9.66	20.45	332	0.45	0.35	0.28	火山杂砂岩
4.17	0.05	0.94	99.34	33.41	38.78	6.59	21.22	265	0.44	0.52	0.17	火山杂砂岩
3.03	0.12	0.94	100.03	32.95	40.09	9.26	17.74	255	0.56	2.42	0.23	火山杂砂岩
3.84	0.08	3.83	99.08	44.31	42.51	0	13.17	330	0.37	0.91	0.00	泥质砂岩
3.39	0.12	1.67	99.03	35.6	38.4	6.48	19.7	271	0.43	0.46	0.17	泥质砂岩
3.04	0.09	1.12	98.98	42	33	6	19	324	0.14	0.47	0.22	泥质砂岩
3.38	0.12	2.43	99.76	38.5	32.7	11.1	17.7	276	0.40	0.51	0.34	火山杂砂岩
4.07	0.15	3.15	99.87	39.4	36.0	5.2	19.3	282	0.39	0.58	0.14	火山杂砂岩
4.83		2.88	99.48	43.5	29.6	1.8	25.1	321	0.38	0.59	0.06	泥质砂岩
2.06	0.19	2.30	99.33	34	40	15	11	289	1.50	1.44	0.37	钙质泥质砂岩
4.43	0.12	3.25	99.17	35	44	4	16	283	0.45	0.78	0.09	火山杂砂岩
2.40	0.10	2.15	100.30	35.52	32.54	10.15	21.79	354	0.36	0.35	0.31	酸性火山碎屑岩
4.16	0.80	0.80	100.31	43.28	17.01	4.18	35.52	358	0.3	0.37	0.25	石英角斑质火山岩
3.66			99.05	39	25	4.5	31.5	360	0.35	0.38	0.18	石英角斑质火山岩
3.68		1.29	99.49	39	21.5	4.0	35.5	350	0.37	0.35	0.19	石英角斑质火山岩
4.19	0.05	1.34	99.15	40.6	22.0	3.8	33.6	373	0.32	0.42	0.17	酸性火山岩
3.12	0.11	1.54	100.15	36.30	29.72	6.98	27.00	290	0.37	0.32	0.23	中酸性火山碎屑岩
4.36	0.10	1.06	100.60	37.31	23.67	7.14	31.88	272	0.40	0.36	0.30	中酸性火山岩
3.03	0.20	0.47	99.75	40	26	10	24	362	0.37	0.4	0.38	酸性火山碎屑岩

岩类	序号	岩石名称	地层	氧化物含量(Wt %)								
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
变粒岩类	36	黑云二长变粒岩	建瓯群	72.36	0.38	13.69	1.10	1.45	0.06	0.78	1.31	3.03
	37	长石变粒岩	陈蔡群	72.93	0.48	14.10	1.14	1.69	0.08	0.93	1.18	2.82
	38	二长变粒岩		70.73	0.43	14.33	0.65	1.88	0.04	0.85	0.96	2.57
	39	黑云斜长变粒岩		72.63	0.67	13.33	0.84	2.75	0.17	1.52	0.28	0.18
浅粒岩类	40	浅粒岩		74.90	0.30	12.63	2.22	0.47	0.04	0.41	0.38	2.73
	41	浅粒岩		72.72	0.12	15.09	0.55	0.82	0.08	0.26	1.09	4.90
	42	浅粒岩		85.30	0.16	6.85	0.57	0.76	0.02	0.59	0.82	1.47
	43	浅粒岩		68.44	0.43	13.17	2.18	3.05	0.46	1.41	1.71	2.10
角闪质岩类	44	斜长角闪岩	建瓯群	50.19	1.82	13.75	4.40	8.42	0.17	6.75	9.51	2.53
	45	斜长角闪岩		49.39	1.87	13.43	5.90	7.99	0.20	5.84	9.64	2.48
	46	斜长角闪岩		50.32	1.85	13.60	4.77	8.02	0.18	5.75	9.53	1.88
	47	斜长角闪岩		48.21	1.53	14.17	3.75	8.81	0.19	6.91	10.90	3.05
	48	斜长角闪岩		50.74	1.92	13.22	4.11	8.96	0.22	6.75	9.03	1.42
	49	斜长角闪岩		53.30	0.61	14.98	1.44	7.24	0.13	6.79	7.43	2.15
	50	斜长角闪岩		49.92	0.48	15.40	1.07	6.98	0.13	8.32	10.35	1.37
	51	斜长角闪岩		52.97	0.37	16.28	0.56	6.37	0.12	8.68	9.92	1.53
	52	绿帘角闪片岩		46.33	2.18	16.15	5.31	6.99	0.18	5.18	9.97	2.28
	53	角闪片岩	陈蔡群	51.16	1.80	12.19	5.49	8.64	0.21	3.78	9.46	0.85
	54	含铁角闪片岩		42.76	2.41	9.17	3.32	8.55	0.21	15.75	12.28	0.66
	55	斜长角闪岩		66.18	0.64	11.63	1.95	5.00	0.18	2.94	5.63	2.42
	56	角闪斜长片麻岩		54.85	0.70	15.54	0.88	7.89	0.17	5.75	8.86	2.60
	57	角闪斜长片麻岩		64.61	1.38	13.75	1.55	5.62	0.09	0.97	3.22	1.88
	58	斜长角闪片麻岩		50.28	0.45	16.20	0.38	5.72	/	9.85	11.41	2.00
	59	斜长角闪片麻岩		40.27	0.32	4.20	6.35	5.30	0.18	32.60	2.48	0.20
	60	斜长角闪片麻岩		45.18	2.70	14.00	1.91	12.22	0.35	6.96	9.00	2.46
	61	斜长角闪片麻岩		44.22	2.62	14.60	0.87	9.76	0.29	10.78	10.66	1.42
	62	角闪片岩		48.44	1.20	13.90	3.86	8.19	/	6.45	9.36	2.76
	63	斜长角闪片岩		46.69	2.32	14.86	4.07	8.92	0.01	7.56	8.06	1.86
大理岩类	64	白云石大理岩		1.76		0.12	0.20			17.84	34.55	
	65	白云石大理岩		2.66		0.33	0.28			20.16	31.42	
	66	透闪白云石大理岩		2.45		0.51	0.72			19.13	32.12	
	67	含石英大理岩		6.68		0.65	0.43			2.06	49.38	
	68	含石英大理岩		5.58		0.60	0.24			1.09	51.17	
	69	含石英大理岩		6.87		0.47	0.20			0.61	51.10	

据浙、闽区测队地质志。

K_2O	P_2O_5	灼减	总量	尼格里数值								原岩成分
				al	fm	c	alk	si	mg	k	c/fm	
4.93	0.08	0.95	100.12	43	17.5	7.3	32.2	384	0.36	0.51	0.42	酸性火山岩
2.82	0.05	1.31	99.53	46.5	20.9	7.1	52.6	408.8	0.37	0.39	0.34	酸性火山碎屑岩
5.64	0.15	1.83	100.06	44.8	17.8	5.4	32.1	374	0.38	0.59	0.30	酸性火山碎屑岩
4.30	0.09	2.46	99.18	49.6	30.0	1.9	18.4	460	0.42	0.14	0.2	泥质砂岩
4.74	0.02	1.02	99.84	45.8	17.0	2.58	34.7	406.2	0.22	0.53	0.15	砂岩
3.32	0.03		99.83	48	8	7	37	394	0.24	0.31	0.88	酸性火山岩
2.56	0.06	0.69	99.85	40.4	19.9	9.0	30.7	859	0.45	0.53	0.95	酸性火山碎屑岩
3.35	0.09	2.73	99.10	38.0	33.1	8.8	20.1	334	0.31	0.50	0.27	中酸性火山碎屑岩
1.09	0.18	0.84	99.66	19.3	49.0	24.1	7.6	119	0.49	0.23	0.49	基性火山岩
1.15	0.15	0.75	98.79	19.16	48.33	24.96	7.55	119	0.44	0.23	0.52	基性火山岩
1.36	0.18	1.04	98.48	20.08	47.67	25.56	6.69	126	0.45	0.33	0.54	基性火山岩
0.66	0.11	0.59	98.88	18.98	46.83	26.48	7.71	110	0.50	0.12	0.57	基性火山岩
1.14	0.15	2.16	99.82	19	52	24	5	126	0.48	0.34	0.46	基性火山岩
1.27	0.10	4.20	99.64	23.84	46.86	21.49	7.81	144	0.58	0.28	0.46	含铁质钙质粘土岩
0.53	0.05	4.97	99.57	22.15	46.72	27.06	4.07	122	0.65	0.20	0.59	含铁质钙质粘土岩
0.92	0.05	1.88	99.65	23.36	45.72	25.88	5.04	129	0.69	0.28	0.57	含铁质钙质粘土岩
0.17	0.30	2.17	99.21	22.98	42.63	25.72	8.67	112	0.44	0.38	0.60	细碧质玄武岩
1.96	/	4.74	100.07	19.8	46.7	27.8	5.7	141	0.33	0.61	0.59	白云质泥灰岩
0.38	1.01	3.39	99.49	10.3	63.1	24.9	1.7	81	0.71	0.27	0.39	玄武岩
1.62	0.15	1.74	100.08	25.9	38.6	22.7	12.7	250.4	0.43	0.30	0.59	细碧岩
0.87	0.42	1.01	99.54	24.2	42.4	25.2	8.1	146	0.54	0.18	0.59	钙质泥灰岩
4.41	0.36	1.77	99.61	34.5	31.2	14.6	19.7	275	0.20	0.61	0.47	英安质凝灰岩
0.60	/	3.42	100.31	21.8	45.0	27.9	5.3	114.8	0.74	0.17	0.62	钙质泥岩
/	0.02	8.16	100.08	3.9	91.6	4.2	0.3	63.68	0.84	/	0.05	基性火山岩
1.00	0.10	3.84	99.72	19.1	51.6	22.3	5.99	104.6	0.47	0.21	0.43	玄武岩
0.92	0.45	2.64	100.23	18.2	53.3	24.3	4.2	93.9	0.64	0.3	0.46	玄武岩
1.87		2.89	98.92	19.6	46.4	24.0	10.0	116	0.50	0.29	0.51	玄武岩
2.29	0.22	1.14	98	20.6	51.3	20.3	7.7	110	0.52	0.45	0.40	玄武岩
												白云岩
												白云岩
												白云岩
												含硅质灰岩
												含硅质灰岩
												含硅质灰岩

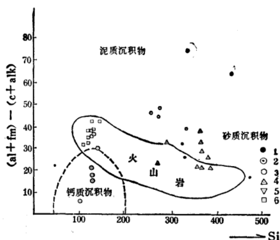


图 2-16-a 建瓯群 (al + fm)—(c + alk): si 图解(据 A. 西蒙南, 1953)

1.云母(石英或钠长)片岩; 2.绿片岩; 3.片麻岩; 4.变粒岩; 5.浅粒岩; 6.角闪质岩。

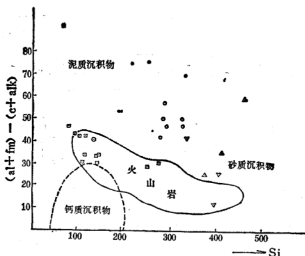


图 2-16-b 陈蔡群 (al + fm)—(c + alk): si 图解(据 A. 西蒙南, 1953)

图例同图 2-16-a。

5,55) 样品 SiO_2 较高 (66%), 而 MgO(2.94%)、CaO(5.63%) 则相对较低。在 D.M. 肖氏等 (1965) TiO_2—F 图解(图 2-17) 上主要属正变质岩, 而陈蔡(表 2-5, 55) 及建阳下湖为副变质岩。

角闪片岩 采自龙泉佛堂坑、乌连下(表 2-5, 53、54) 及龙北溪组上部的绿帘角闪片岩(表 2-5,52),化学成分有很大的一致性, SiO_2 偏低 46—51%, $Na_2O > K_2O$, $CaO > MgO$, $FeO > Fe_2O_3$, 属正变质岩,但佛堂坑(表 2-5,53) $K_2O > Na_2O$, 具火山、沉积双重特征,经图解(图 2-17) 属副变质岩,投影点近分界线,在图 2-16-a—d 上分别落人火山

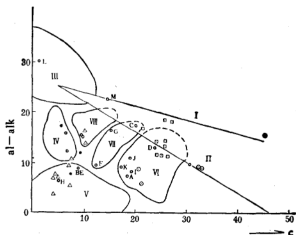


图 2-16-c 建瓯群尼格里值 (al — alk):c 图解

I. 钙质泥灰岩区； II. 白云质泥灰岩区； III. 粘土岩区； IV. 中酸性火山岩区； V. 角斑岩区； VI. 细碧岩-玄武岩区； VII. 二长安山质凝灰岩区； VIII. 英安质凝灰岩区； A. 细碧岩； B. 角斑岩； C. 安山岩； D. 玄武岩； E. 流纹岩； F. 粗面岩； G. 石英安山岩； H. 石英角斑岩； I. 粗面安山岩； J. 二长安山岩； K. 石英二长安山岩； L. 粘土岩； M. 页岩。

图例同图 2-16-a。

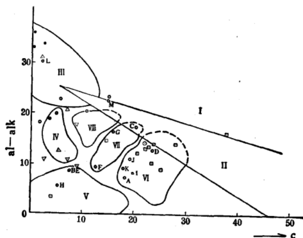


图 2-16-d 陈蔡群尼格里值 (al — alk):c 图解

图例同图 2-16-a。

岩的细碧岩-玄武岩区、角斑岩区、二长安山质凝灰岩区和白云质泥灰岩区，结果同 TiO_2-F 图解一致，少数点落在白云质泥灰岩与细碧岩-玄武岩和二长安山质凝灰岩重叠区，经 mg-k 图解（图 2-18）进一步判别，建瓯群落入细碧岩-玄武岩边缘区（表 2-5，48）及英安质凝灰岩、安山岩区（表 2-5，46、52），陈蔡群落入细碧岩-玄武岩（表 2-5，54）及钙质泥灰岩区（表 2-5，56、58）。

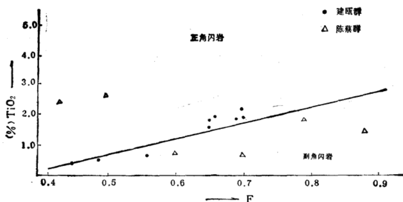


图 2-17 区别正副角闪岩的 TiO_2-F 图解[F(铁的富集比率)= $FeO + Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3 + MgO$](据 D. M. 肖氏等,1965)

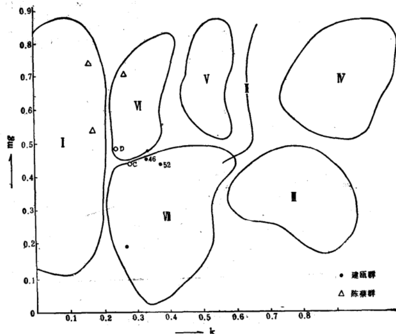


图 2-18 尼格里值 mg-k 图解

I. 钙质泥灰岩; VI. 玄武岩区; VII. 英安质凝灰岩区; C. 安山岩; D. 玄武岩。

三、形成环境分析

前已述及根据陈蔡群、建瓯群变质岩系变质变形及接触关系等可划分为上、下亚群,

其标志层即是上亚群底部的变质砾岩层。以下分别就上、下亚群的地球化学及岩石化学特征探讨其形成环境。

（一）下亚群原岩形成环境

陈蔡群、建瓯群下亚群均为片麻岩系，原岩均属沉积泥质砂岩、火山杂砂岩，化学组成均表现较大的稳定性和一致性。Fe_2O_3/FeO 比值小于 0.30 的占多数，反映原岩沉积环境氧化作用程度较低，为较深水环境下所形成的沉积建造。但同时也有少数化学成分显示火山-沉积双重特征，如金华、丽水地区的角闪斜长片麻岩及顺昌大历口的黑云斜长片麻岩。此外，值得注意的是建瓯群下亚群的原岩尚含有较多量成熟度低的长石砂岩、杂砂岩等，反映了升降强烈的活动环境，可能属地槽迅速沉降期的陆屑建造。

（二）上亚群原岩形成环境

上亚群原岩类型较复杂，从下到上其原岩为钙质或泥质胶结砾岩、砂砾岩、砾砂岩、泥砂质岩一碳酸盐岩一砂岩夹中酸性、酸性火山岩、火山碎屑岩一基性火山岩。属沉积-火山建造。下面据岩石化学等测试成果对其生成的大地构造环境和属性进行讨论。

1. 地球化学特征

（1）白云石大理岩类　采自浙江诸暨丁家坞陈蔡群剖面的六个白云石大理岩及含石英大理岩样品，其碳、氧同位素比值测定结果，得出总的变化范围是 $\delta^{13}C_{PDB}$ 为－0.55—＋2.62‰，平均约＋1.00‰；$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为＋17.89—＋24.94‰，平均约＋20.33‰[28]。上述同位素组成反映了海相沉积碳酸盐岩特点。根据原岩组成特点应属滨海潟湖或海湾相环境。因此是为下亚群终结造山，或造陆运动后的早期沉积建造。

（2）变质火山岩　据福建区测队张维权（1986）[29]及浙江区测队区域地质志（1986）对闽西北相当建瓯上亚群的变质火山岩——细碧质玄武岩（绿帘钠长阳起绿泥片岩）、玄武岩（斜长角闪片岩）及浙南陈蔡上亚群龙泉区变质火山岩——基性火山岩（绿泥钠长片岩、钠长绿泥片岩）、细碧岩化玄武岩（斜长角闪岩）等 7 个样品的稀土元素测试分析结果（表 2-6），REE 的分布曲线模式略呈“L”型，轻稀土相对富集，以中等倾角倾斜，但自 Dy 后趋向平稳，重稀土相对亏损（图 2-19），REE 总量约 200 ppm，与洋底拉斑玄武岩稀土丰度及分布模式差别明显，而与大陆拉斑玄武岩 $\sum$REE 15.2—322 ppm 的范围近于一致。

A. G. 海尔曼（1976）曾利用轻重稀土的比值划分玄武岩的类型。结论认为比值小于 1 为大洋拉斑玄武岩，大于 1.5—3.5 为大陆拉斑玄武岩，大于 3.5—4 为“过渡型”玄武岩，大于 4—8 者为大陆碱性橄榄玄武岩。陈蔡群、建瓯群上亚群 LREE/HREE ＋ Y 的比值（表 2-6）除极个别例外（陈蔡群两个样品的比值＞3.5 投入过渡型玄武岩区内），均落入大陆拉斑玄武岩和大陆碱性橄榄玄武岩区（图 2-20），由此可见，无论是 REE 分布模式的特征，还是轻重稀土元素比值，陈蔡群、建瓯群上亚群顶部基性火山岩均显示属大陆型拉斑玄武岩和碱性橄榄玄武岩。

表 2-6 陈蔡群、建瓯群上亚群变质基性火山岩中 REE 的含量

岩石名称 \ 地层 \ REE含量		La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Y	ΣREE*	$\frac{LREE}{HREE+Y}$	$\left(\frac{La}{Sm}\right)_N^*$	$\left(\frac{La}{Yb}\right)_N^{**}$
细碧质玄武岩（绿帘钠长阳起绿泥片岩）	建瓯群	33.00	70.49	37.15	9.65	3.01	9.37	0.45	4.48	3.69	43.91	179.29	2.20	2.1	5.4
细碧质玄武岩（绿帘钠长阳起绿泥片岩）	建瓯群	35.31	69.68	31.17	7.41	2.09	6.34	4.88	2.66	2.10	25.58	161.64	3.50	3.0	9.9
玄武岩（斜长角闪片岩）	建瓯群	22.86	44.77	27.38	7.07	2.23	6.94	6.97	3.47	3.13	36.20	124.82	1.80	2.0	4.3
细碧岩（绿帘钠长阳起绿泥片岩）	建瓯群	38.00	84.00	36.00	6.70	2.00	4.90	3.80	2.10	1.85	19.50	179.35	5.20	3.5	12.2
基性火山岩（绿泥钠长片岩）	陈蔡群	35.50	69.00	28.60	5.20	0.91	5.40	4.50	2.45	2.49	23.70	154.05	3.61	4.3	8.46
细碧岩化玄武岩（斜长角闪岩）	陈蔡群	32.50	75.50	46.20	10.90	2.40	10.4	8.60	4.20	3.55	41.00	194.25	2.47	1.9	5.4
基性火山岩（钠长绿泥片岩）	陈蔡群	73.80	92.50	63.50	13.40	7.45	11.60	8.70	4.35	4.20	40.00	279.30	3.65	3.44	10.43

* 不包括奇数元素的分析值；

** 采用赫尔曼 1971 年22个球粒陨石的平均值加以标准化；

该表据福建区测队张维权及浙江区测队区域地质志的资料。

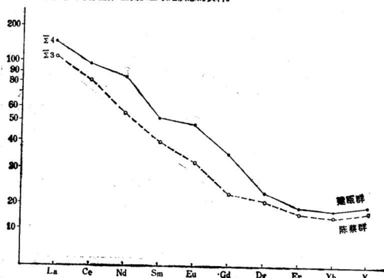


图 2-19 陈蔡群、建瓯群上亚群变质基性火山岩中 REE 分布模式图

$\bar{\Sigma}_4$，$\bar{\Sigma}_3$ 为平均值，经球粒陨石标准化

2. 岩石化学特征

为了从岩石化学角度讨论基性火山岩的形成环境，我们试用了 Miyashiro (1975) 的

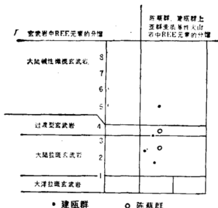


图 2-20 陈蔡群、建瓯群上亚群变质基性火山岩中 REE 元素分馏图解（据 A.G. 海尔曼，1979）

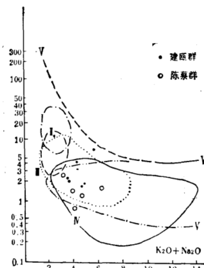


图 2-21 陈蔡群、建瓯群上亚群变质基性火山岩 Na_2O/K_2O 对 (K_2O+Na_2O) 图解（据 Miyashiro, 1975）

I. 深海拉斑玄武岩；II. 夏威夷拉斑玄武岩；III. 岛弧火山岩；IV. 东亚大陆碱性火山岩；V. 大西洋（冰岛除外）碱性火山岩；虚线（－V－V）为新鲜火山岩 Na_2O/K_2O 的上限。

Na_2O/K_2O 对 (K_2O+Na_2O) 图解（图 2-21）行进投点，全部落入虚线（－V－V）以下新鲜火山岩区内，表明岩石虽遭受变质作用影响，但岩石化学成分中的 Na_2O，K_2O 并没有发生明显的带入和带出的变化，几乎全部点都落入东亚大陆碱性玄武岩区内，在都城秋穗（1975）的 K_2O+Na_2O 对 SiO_2 的碱性与亚碱性判别变异图（图 2-22）上，陈蔡群上亚群变质酸性一中酸性火山岩落入碱性岩区及非碱性岩区的各占一半；建瓯群上亚群变质酸性一中酸性火山岩 62% 落入碱性岩区，37.5% 的点落入非碱性岩区，和张维权（1986）在《闽西北变质火山岩的地球化学性质》一文中第一亚旋回的中酸性一酸性岩及第二亚旋回的中酸性一酸性火山岩 60% 落入碱性岩区，40% 点落入非碱性岩区类同。据张维权分析，本区碱性岩为具有都城秋穗定义的库姆斯趋势的碱性火山岩。同时还表明区内火山岩在岩石化学成分上具"双模式"特征[29]。

陈蔡群上亚群上部及建瓯群上亚群上部变质基性火山岩经计算投点，在 H. Л. 多勃列夫的含碱大洋系数 $(KO_1 = MgO+2TiO_2-3K_2O)$ 及非含碱大洋系数 $(KO_2 = MgO\cdot TiO_2/\sum FeO)$ 对铝系数 $\left(KA = Al_2O_3 - \frac{1}{2}\sum FeO - 2TiO\right)$ 图解（图 2-23）中，100% 的点落入大陆拉斑玄武岩和裂谷带过渡玄武岩和碱性橄榄玄武岩区内。表明玄武岩类岩石是大陆型地壳区火山活动的产物。

综上述，陈蔡、建瓯上亚群原岩类型及地球化学性质反映了类似古陆壳基底之上裂谷型的建造组合：自潮间带砾岩粗屑沉积开始，演变为滨海潟湖环境的镁质不纯碳酸盐沉积，而后渐为拉张裂陷期形成的浅海复理石岩及双模式火山岩系所替代。

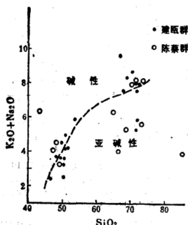


图 2-22 陈蔡群、建瓯群上亚群变质火山岩 $K_2O + Na_2O$ 对 SiO_2 图解(据都城秋穗,1975)

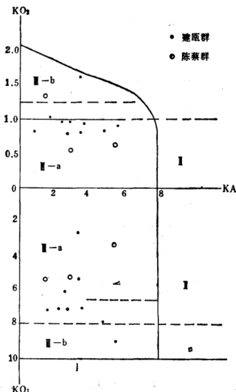


图 2-23 陈蔡群、建瓯群上亚群变质基性火山岩KO_2, KA, KO_1 比值图解(据 Н.Л. 多勃列夫简化,1975)

I. 大洋玄武岩; II. 岛弧安山-玄武岩系列的高铝玄武岩; III-a. 大陆拉斑玄武岩; III-b. 裂谷带过渡玄武岩和碱性橄榄玄武岩。

第四节 变质相、变质环境及岩浆侵入和混合岩化作用

一、浙、闽变质岩系的变质相

浙、闽变质岩系的变质相均属于绿片岩相、角闪岩相。

陈蔡下亚群及建瓯下亚群迪口组几乎大多属角闪岩相,而且皆表现为夕线石-钾长石带。其代表性岩石有夕线黑云片麻岩、夕线黑云斜长片麻岩、夕线黑云钾长片麻岩等。

闽西北区高角闪岩相典型的矿物组合(图 2-24-a)为:

角闪石+黑云母+铁铝榴石+斜长石+石英(基性原岩)

夕线石+黑云母+钾长石+石英

表 2-7　陈蔡群、建瓯群各变质相(带)矿物演化表*

变质岩	变质相(带) / 矿物	低绿片岩石 绿泥石-黑云母带	高绿片岩相 黑云母-铁铝榴石带	低角闪岩相 青石-夕线石带 (十字石)蓝晶石 夕线石带	高角闪岩相 夕线石-钾长石带
变质泥质岩	绢云母				
	绿泥石				
	白云母				
	黑云母				
	红柱石				
	十字石				
	蓝晶石				
	夕线石				
	堇青石				
	石榴石				
	钠长石				
	钾长石				
	斜长石				
	石英				
变质基性岩	绿泥石				
	绿帘石				
	黑云母				
	阳起石				
	普通角闪石				
	透闪石				
	透辉石				
	直闪石				
	石榴石				
	钠长石				
	斜长石				
	石英				

————建瓯群；

———·· —陈蔡群；

* 参考引用浙江省与福建省地质志。

夕线石+黑云母+斜长石+钾长石+石英(以上为泥质原岩)

陈蔡下亚群高角闪岩相常见的矿物共生组合(图 2-24-b)为：

角闪石+铁铝榴石+斜长石+石英(基性原岩)

夕线石+钾长石+黑云母+斜长石+石英

夕线石+钾长石+铁铝榴石+斜长石+石英(以上为泥质原岩)

由上述可见两者矿物共生组合十分一致。

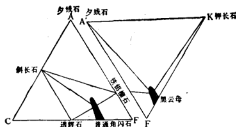


图 2-24-a 建瓯群高角闪岩相 ACF 和 A'KF 图解

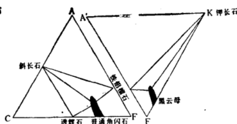


图 2-24-b 陈蔡群高角闪岩相ACF 和 A'KF 图解

低角闪岩相是浙、闽变质岩系中最广泛、最普遍的一种变质类型。在闽西又可分为东西两个不同变质带。西带（浦城—长汀—光泽一带）为堇青石-夕线石带。主要变质岩类为：夕线（红柱）二云石英片岩、石榴黑云石英片岩、斜长角闪岩、透辉斜长角闪岩、石榴斜长角闪岩、黑云斜长变粒岩、透辉变粒岩及浅粒岩等。

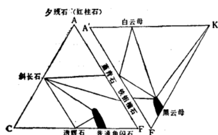


图 2-24-c 建瓯群（西带）低角闪岩相 ACF 和 A'KF 图解

主要矿物共生组合(图 2-24-c) 有：

透辉石＋角闪石＋斜长石

角闪石＋黑云母＋斜长石＋石英

(以上为基性原岩)

堇青石＋黑云母＋铁铝榴石＋石英±斜长石

堇青石＋黑云母＋斜长石＋白云母＋石英(＋夕线石)

(以上为泥质原岩)

基性原岩的角闪石具黄绿—蓝绿多色性，$C \wedge Ng = 20°—26°$；斜长石为 An ＝ 42—50 的中长石。泥质原岩中开始出现堇青石变斑晶。

于建阳大金山、邵武等地的石墨黑云斜长变粒岩中有十字石出现，矿物共生组合为：

十字石＋白云母＋黑云母＋石英

东带变质带因地而异：政和大黄沙、建瓯洽历、可建等地为蓝晶石带；政和马占山、暗桥一带则为十字石带。主要变质岩类型为含蓝晶石黑云斜长变粒岩类，少量石英岩及含蓝晶夕线黑云片岩、十字石二云片岩(出现于政和马占山、暗桥一带)。该相以泥质原岩中出现蓝晶石、十字石为特征，夕线石多与白云母、黑云母共生，红柱石时而出现。矿物共生组合(图 2-24-d) 为：

角闪石＋斜长石＋石英＋黑云母＋绿帘石

(以上为基性原岩)

蓝晶石＋铁铝榴石＋黑云母＋石英＋斜长石

蓝晶石＋斜长石＋黑云母＋石英＋钾长石

黑云母＋白云母＋石英

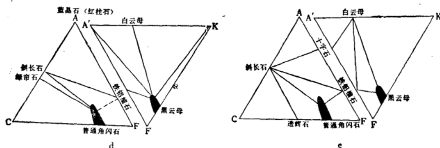


图 2-24-d、e 建瓯群(东带)低角闪岩相 ACF 和 A'KF 图解

(以上为泥质原岩)

政和马占山、暗桥一带泥质岩中普遍分布十字石，共生的岩石有铁铝榴石十字石石英二云片岩、铁铝榴石黑云片岩、二云(斜长)石英片岩、十字黑云片岩，偶见黑云斜长变粒岩、暗桥尚见大量斜长角闪岩、透辉斜长角闪岩、角闪片岩及含夕线二云片岩等。主要矿物共生组合(图 2-24-e)为:

黑云母+白云母+十字石+铁铝榴石+石英±斜长石

黑云母+白云母+十字石+石英

黑云母+白云母+铁铝榴石+石英±斜长石(以上为泥质原岩)

角闪石+斜长石±石英

角闪石+斜长石+透辉石+绿帘石

(以上为基性原岩)

低角闪岩相在浙南变质地带内分布最广，如陈蔡地区，常见变质岩类型为斜长角闪岩、含(蓝晶石)夕线黑云片岩、含夕线(石榴石或蓝晶石)片麻岩、透辉石大理岩等。主要矿物共生组合(图 2-24-f)为:

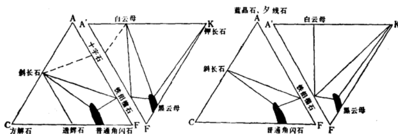


图 2-24-f 陈蔡群低角闪岩相 ACF 和 A'KF 图解

角闪石+斜长石+黑云母+石英

(上为基性原岩)

蓝晶石(十字石残晶或夕线石)+石榴石+斜长石+黑云母+石英

夕线石+黑云母+石英+斜长石+白云母

黑云母+斜长石 (An = 30)+钾长石+石英

(以上为泥质原岩)

十字石在诸暨陈蔡及龙游溪口一带的变质泥岩中都曾发现，但仅以残晶出现。

从以上低角闪岩相矿物共生组合依地而异，足见原岩性质及局部热动力条件以及变质历史的复杂性。闽西北东带泥质原岩中 Al_2SiO_5 的三种变态：夕线石、蓝晶石和红柱石均有出现。如建瓯禾呈泥质原岩及石英岩中出现的蓝晶石与片理平行，属主变质期结晶产物；红柱石则横切片理生长，显然红柱石生成晚，这一现象可能正是反映了多阶段、不同温压条件的变质历史。

低角闪岩相的岩石类型几乎绝大部分归属陈蔡上亚群和建瓯上亚群(龙北溪组)。

高绿片岩相分布也尚广泛。在闽西北见于"西带"的建阳—顺昌—泰宁等处；"东带"则见于柘溪—建瓯—南平一带，两者皆为黑云母-铁铝榴石带。主要变质岩类型为(含透辉石、石榴石)角闪斜长变粒岩、含石榴二云片岩、二云(石英)片岩、白云(黑云)片岩、黑云(二云)斜长变粒岩等。主要矿物共生组合(图 2-24-g) 为：

角闪石＋斜长石＋石英±铁铝榴石

角闪石＋绿帘石＋斜长石＋绿泥石

钙铝榴石＋角闪石＋斜长石＋石英＋透辉石

(以上为中基性原岩)

黑云母＋斜长石＋铁铝榴石＋石英±白云母

黑云母＋白云母＋石英

(以上为泥质原岩)

浙南区高绿片岩相分布于陈蔡地区丁家坞、大兼溪、上虞县章镇及岱山大巨等地，呈狭长条带展布。主要变质岩类型为含石榴二云片岩、角闪斜长变粒岩、透闪石黑云母大理岩等。主要矿物共生组合(图 2-24-h) 为：

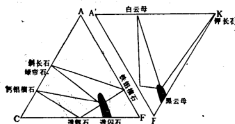


图 2-24-g　建瓯群高绿片岩相 ACF 和 A'KF 图解

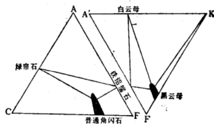


图 2-24-h　陈蔡群高绿片岩相 ACF 和 A'KF图解

角闪石＋绿帘石＋石榴石＋斜长石＋石英

(上为基性原岩)

黑云母＋白云母＋石榴石＋石英

石榴石＋绿泥石＋黑云母＋白云母＋石英

(以上为泥质原岩)

该相所见角闪石具深—暗绿色多色性，斜长石几乎都是更钠长石。少数变质基性岩中有阳起石出现，且与角闪石共生，表明阳起石变质反应不彻底。从上述矿物共生组合特征分析，属高绿片岩相并与巴罗 (Barrow) 式的铁铝榴石带相当。

浙、闽两地高绿片岩相分布比较局限，然而各地所表现的矿物共生组合尚比较接近。该相岩石多数见于陈蔡上亚群及建瓯群龙北溪组的上部片岩、浅粒岩地层。

浙、闽变质岩系中以往还曾划分出低绿片岩相。在闽西北大多见于邵武断裂带北侧——“西带”，部分也见于“东带”的政和一南平一尤溪等一带，在浙东见于龙泉青坑一大坑程，但几乎大部分分布于上虞-丽水断裂以东的中生代火山覆盖区变质岩中。

闽西北变质岩石类型东西略有差异。东带主要是千枚岩和绿片岩类，云母(石英)片岩类，变质砂岩很少，而西带绿片岩(绿泥钠长片岩)仅见于长坪；除东带所见岩类外，尚有变质火山岩、浅粒岩、变粒岩等。主要矿物共生组合(图 2-24-i)为：

绿泥石＋绿帘石＋钠长石

绿泥石＋阳起石＋钠长石±石英

(以上为基性原岩或白云质灰岩)

白云母(绢云母)＋石英

绢云母＋黑云母±石英＋斜长石

(以上为泥质原岩)

泥质原岩变质的岩石一般具千枚状构造(少数具片状构造)，黑云母多呈雏集合体，与白云母或绿泥石共生。

浙南变质岩系的低绿片岩相岩石的分布区前已述及，实际是在上虞-丽水断裂带两侧。所见主要变质岩类型有：绢云千枚岩、白云母石英片岩、绿泥绿帘片岩、绿帘绿泥阳起片岩、白云质大理岩等。主要矿物共生组合(图 2-24-j)为：

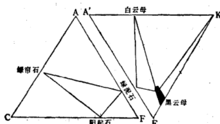


图 2-24-i　建瓯群低绿片岩相 ACF 和 A'KF 图解

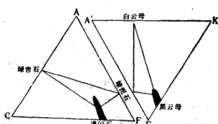


图 2-24-j　陈蔡群低绿片岩相 ACF 和 A'KF 图解

白云母＋黑云母＋钠长石＋石英＋绿泥石

白云母(绢云母)＋绿泥石＋石英

(以上为泥质原岩)

绿泥石＋钠长石＋绿帘石＋石英

绿泥石＋阳起石＋钠长石＋绿帘石

(以上为基性原岩)

对比浙、闽两地低绿片岩相的共生矿物组合特征，可以发现两者基本相似，且同属绿泥石-黑云母带。

然而必须提及浙闽基底中原岩为基性火山岩的上部地层可能经变质形成绿片岩，如龙北溪组的中、上部。但大多数低绿片岩相地层的时代均有待重新厘定，尤其如上虞-

丽水断裂以东以及邵武-河源断裂以西的低绿片岩相地层。此外,后期断裂构造带造成退变质作用而形成绿片岩相带的现象也十分普遍。

综上变质岩相特征的分析与对比,可以获得如下初步认识:

(1) 浙闽两省基底具有相同的变质岩石类型和变质相带; (2) 浙闽变质岩系下亚群属高角闪岩相系及部分低角闪岩相系,且在区域上具有较大的稳定性; (3) 基底变质岩系上亚群主要属低角闪岩相及绿片岩相,然而由于原岩性质的复杂多变(或因原始沉积相环境的不稳定)及局部热动力学条件的差异造成变质相系的空间分布的变化。但大致仍存在与原始层序的某种联系。如上亚群下、中部多属低角闪岩相,中上部出现高绿片岩相,甚而局部为低绿片岩相; (4) 从经常出现的不同温压条件变质矿物的共生现象,可能曾经遭受多期次区域变质作用或动力变质作用。

二、陈蔡群、建瓯群变质作用类型及温压条件

从前述陈蔡群、建瓯群变质作用发生和发展的过程看,无论是变质泥质岩、变质基性岩均具较明显的递增变质现象,且在变质作用后期均有混合岩及花岗质岩石形成,无疑这些特点表现为区域动力热流变质作用。

(一) 陈蔡群温压条件分析[1]

陈蔡群变质地带由北而南有由强变弱的变化趋向,变质地带北段陈蔡—章镇一带,变质程度较高,有石榴石、蓝晶石、透辉石等中高级变质的特征矿物出现,丁家坞剖面近绍兴-江山断裂带的片麻岩及糜棱岩中获白云母 b_0 平均值为 9.033 Å,而远离断裂带为 8.995 Å,前者属高压型,后者属低—中压型。该地段主要为低角闪岩相,次为高绿片岩相,局部出现高角闪岩相,且该地段混合岩、混合花岗岩发育。

陈蔡群丁家坞剖面低角闪岩相岩石中存在十字石(残晶),据温克勒和卡迈克尔(1970),十字石形成方程为:

铁铝榴石+绿泥石+白云母=十字石+黑云母+石英+H_2O, $p_{H_2O} = 2 \times 10^8$ 帕, $T = 520 \pm 10$℃或 $p_{H_2O} = 5 \times 10^8$ 帕, $T = 540 \pm 20$℃。

然按铁铝榴石与十字石共生矿物对的压力范围应在 $(6—6.5) \times 10^8$ 帕,但因有共生矿物黑云母,其压力条件不会太高,所以似应接近于上列水压为 5×10^8 帕左右。

据韩梦合对低角闪岩相中铁铝榴石-黑云母共生矿物对铁镁组分的分配系数确定的温压条件为 $p = (4—8) \times 10^8$ 帕, $T = 700$℃左右[2]。

我们采自诸暨陈蔡地区丁家坞剖面的含石榴夕线黑云斜长片麻岩和含辉石角闪黑云片岩,利用氧同位素温度计由石英-磁铁矿物对的 $\Delta^{18}O$ 值计算确定的温度为 565±℃[3]。

此外,陈蔡下步溪、丁家坞有高角闪岩相(夕线石-钾长石带)出现。其形成方程为:

白云母+石英=夕线石+钾长石+H_2O, $p = (2—3.5) \times 10^8$ 帕, $T = 620—680$℃。

1) 参考浙江省区域地质调查大队(1985),浙江区域地质志。
2) 韩梦合(1985),浙江诸暨陈蔡、遂昌大柘、治岭头等地陈蔡群变质相的探讨。
3) 徐步台(1985),浙江陈蔡群变质矿物对氧同位素温度计的应用。

从以上几种方法所得出的温度和压力条件可见，该区低角闪岩相的氧同位素温度与典型变质反应较一致，而用矿物对铁镁组分的分配系数确定的 T，p 偏高。我们推测该地段角闪岩相（包括高角闪岩相）的 p，T 区间较大，$p=(4—6)\times10^8$ 帕，$T=520\pm10$℃—680℃，大致生成于20公里以下的深度。

变质地带南段查田一溪口一带，则因温度较低，除少部分热区有角闪岩相出现外，一般岩石受热影响较小，故变质程度比北段要低。变质矿物以中一低级变质的绿泥石、云母等为主，该地段主要为绿片岩相，混合岩化作用也较弱。

据 H. G. F. 温克勒（1975），普通角闪石与绿帘石、斜长石共生只能在压力不高地段出现，其变质反应[30]为阳起石＋斜黝帘石＋绿帘石＋石英＝角闪石，该反应温度为500℃左右。

由于局部变质程度可能已邻近绿片岩相的上限，根据室内外资料分析，该区温压条件大致为 $p=(3—5)\times10^8$ 帕，$T=500—575$℃。

综合前述，陈蔡群的温压条件主要有两个区间：即绿片岩相为 $(2—5)\times10^8$ 帕，430—500℃；角闪岩相为 $(4—6)\times10^8$ 帕，550—680℃。地热增温率为 20—40℃/公里。

（二）建瓯群温压条件分析[1)]

闽西北变质岩系由西向东变质作用存在由强→弱的变化趋势。西带以出现变质较高的变质相（角闪岩相）为特征，其分布与深大断裂带一致，呈北东向带状展布。

低角闪岩相是该带的主要变质相，于建阳大金山等地的石墨黑云斜长变粒岩中出现十字石，矿物共生组合为：十字石＋白云母＋黑云母＋石英（$p_{H_2O}=(4—7)\times10^8$ 帕，$T=540—560$℃）。

于建阳麻沙与长坪之间出现高角闪岩相（夕线石-钾长石带）。其反应式为：白云母＋石英＝钾长石＋夕线石＋H_2O（$p_{H_2O}=(2—3.5)\times10^8$ 帕，$T=620—680$℃）。

大历口-岚下-仁寿地区及黄坑、夏溪、水吉等地的高绿片岩相中17个矿物爆裂法测温结果，长石、石英包裹体爆裂温度范围为346—465℃，用 2.5×10^8 帕水静压校正，变质温度大致为501—560℃。

综合上列各种方法所得出的温度区间，推测闽北西带角闪岩相温压区间大致为 $p=(4—6)\times10^8$ 帕，$T=500—680$℃。

东带呈北东向带状展布，发育中压相系，和西带相比具较低的地热梯度。政和大黄沙、建瓯洽历、可建等地出现低角闪岩相，分布不连续，为该带的"热轴"，该变质相以泥质岩中出现蓝晶石、十字石为特征，夕线石多与白云母、黑云母共生。据温克勒，十字石形成方程是：绿泥石＋白云母＝十字石＋黑云母＋石英＋H_2O，依霍斯契克（Hoschek，1969）在 $Mg/(Mg+Fe)$ 为 0.4 的系统实验中，其温、压条件为 540 ± 15℃，4×10^8 帕，565 ± 15℃，7×10^8 帕。

据建瓯洽历一禾呈一带5个岩石爆裂法测温，长石、石英爆裂温度为345—410℃，以

1）参考福建省区域地质调查大队（1983），福建区域地质志。

410℃为多，按蓝晶石出现的压力低限 4×10^8 帕校正，变质温度大致为 593—658℃。

该带最发育的是绿片岩相，该相泥质岩普遍出现黑云母，基性岩的阳起石处于稳定状态，变质温度较接近高绿片岩相。

根据野外观察和室内研究，该地区绿片岩相形成温度大致为 500—570℃。

综合上述，该带低角闪岩相形成温压区间为 $p = (4—7) \times 10^8$ 帕，$T = 540—650$℃；绿片岩相形成的温压区间为 $p = 4 \times 10^8$ 帕，$T = 500—570$℃。

上列资料充分说明：陈蔡群、建瓯群变质作用类型及温压条件均十分相似，两者的角闪岩相属中温、中压型；绿片岩相属低温、低一中压型。

三、浙闽变质基底的侵人活动及混合岩化作用

浙南、闽北变质岩系中于多处发现蛇纹石化辉石橄榄岩，其边缘往往具角闪石带。岩体皆<1 公里^2，断续地分布于浙江陈蔡、龙泉狮子坑、福建的崇安、松政直至三明、尤溪一带。侵位于不同层位，为同造山期产物。它与多数强烈造山带阿尔卑斯型超镁铁质岩相类似。

造山期及造山期后伴随区域变质作用出现混合岩化现象，一般皆以穹形或带状两种形式产出。前者就目前所知皆局限于下亚群片麻岩分布区；后者沿早期基底大断裂带分布，如浙江的绍兴-江山对接带两侧，包括其东与之平行的石板-大爽、章镇-周庄以及宁波-龙泉古基底断裂带及其两侧，在带状混合岩带中往往产出串珠状分布的混合花岗岩体。面式分布的混合岩主要为区域性超变质深融作用所造成，生成于下亚群所代表的早期地槽旋回造山作用后期；条带状分布混合岩则常以脉状贯人为特征，保存层状变质岩基本形体，是于晚期裂陷槽发育终结、古陆碰撞沿会聚带强烈挤压及剪切熔融所造成，于是出现混合岩化带以及局部花岗岩化和原地、半原地侵人作用。

第三章　浙闽基底变质岩系年代学及华夏古大陆

第一节　各种方法测定的同位素地质年龄数据

60 年代以来，对浙闽古变质基底——陈蔡群和建瓯群地层岩石已进行了大量同位素年龄测定工作，至今可收集到的不少于 60 个年龄数据。但在 1980 年以前全部是 K-Ar 年龄，并占已有年龄数据的 90% 以上[1-4]。近年来，随着浙闽两省变质岩区基础地质和同位素地质年代研究工作不断深入，才获得了一些 Rb-Sr 和 U-Pb 年龄数据[19,21,31]。长期来，由于单一的 K-Ar 年龄数据的广泛传播和引用，反而影响了人们对浙闽古变质基底地质年代的正确认识。为此，我们首先要对以往的 K-Ar 年龄数据作一简要的评述。

80 年代以前的 K-Ar 年龄数据，大多在 130—440 百万年之间，其中有少数的年龄值则近于或略大于 500 百万年，以及小于 100 百万年。由此可见，其年龄值的变化范围很大，所属的地质年代跨度从早古生代的奥陶纪直至晚中生代的白垩纪。这里，我们还要着重指出的是，以往的 K-Ar 年龄数据存在两个明显的疑问：(1) 伟晶岩的白云母 K-Ar 年龄往往大于周围变质岩的年龄，例如福建侵入于建瓯群的徐墩花岗岩体中伟晶岩白云母 K-Ar 年龄值达 513 百万年；(2) 有相当一部分的变质岩 K-Ar 年龄却是等于甚至小于中生代火山岩盖层的年龄。这些结果显然是与实际地质现象大相径庭的，但这也是与我国其他古老变质岩地区 K-Ar 年龄所出现的情况相类似的[32,33]。为了弄清这些疑问，我们必须探讨 K-Ar 法对古老变质岩的适用性。众所周知，在同位素地质年龄测定工作中，应用不同的测定方法和测定对象，往往会得到互不相同的年龄值，并且有时它们不一定都能代表实际的地质事件所发生的年代。其原因在于所有的同位素计时方法皆为测定矿物(或岩石)对衰变子体保持封闭体系以来的时间。根据实验资料和地质证据发现矿物(或岩石)对各种衰变子体具有不同的保存性，这种保存性主要受地质温度的控制。各种矿物(或岩石)只有处于各自的有效封闭温度以下，才能保存其中形成的衰变子体，从而可测得其后所经历的地质年龄。当后期又遭受某一热事件的影响超过封闭温度时，矿物(或岩石)就要丢失原来保存其中的衰变子体，从而测得年轻化的地质年龄。近年来，国内外已报道了一些测定对象对各种衰变子体的有效封闭温度（表 3-1），并利用这些资料对各种地质体进行有关热历史的研究[34-37]。由表 3-1 可见，对不同的地质体应选择不同的测定方法和测定对象，才能获得代表某一地质事件的可靠年龄。一般来说，各种矿物对氩

---

1) 姚洪烈(1979)，浙江省钾氩法同位素地质年龄数据。
2) 汤文权(1980)，浙江省丽水地区地质特征与金属矿产成矿远景区的初步划分。
3) 朱清涛(1982)，浙南陈蔡群 K-Ar 等时年龄。
4) 王国平(1982)，建瓯群时代的探讨。

表 3-1　不同矿物对衰变子体的有效封闭温度

测定方法	测定对象	有效封闭温度(℃)
K-Ar 法	黑云母	220±40(300)
	角闪石	475±75(580)
	斜长石	～250
	微斜长石	～160
Rb-Sr 法	黑云母	300
	全岩	～750
U-Pb 法	锆石	～650

的有效封闭温度都较低,它们易受后期热作用的影响;同时,由于受热作用的强弱程度和持续时间可有差异。因此,导致不同数量氩的丢失,而得出既普遍偏低又彼此不一致的 K-Ar 年龄。根据浙闽古变质基底的地质构造和岩石矿物研究资料,表明在其地质历史中曾不止一次地发生了变形、变质和混合岩化作用,特别是该区在燕山期的广泛而强烈的火山-岩浆活动中,无疑对变质岩产生了显著的热作用影响。正是这些热作用的影响,使变质岩出现"再造"的年轻化 K-Ar 年龄,它们已不能代表先前所发生的地质事件的真实年代。此外,相对而言,一方面伟晶岩本身往往比周围的其他岩石不易受后期热作用的影响;另方面白云母对氩的保存性通常比其他矿物要好一些。因此,虽然浙闽古变质基底中伟晶岩的白云母所测得的 K-Ar 年龄,同样受后期的热作用影响也属偏低,但是大多要大于其他矿物的 K-Ar 年龄。综上所述,K-Ar 法对古老变质岩的年龄测定一般是效果不好的,不能取得与先前发生的变质年代相吻合的年龄数据。据此,不言而喻,K-Ar 法也就不适用于对浙闽古变质基底岩石的年龄测定,以往所取得的 K-Ar 年龄数据自然就失去了应有的地质年代意义和实际的参考应用价值。目前,国内外对古老变质岩石已普遍采用全岩 Rb-Sr 法、Sm-Nd 法和锆石 U-Pb 法,这些方法有可能获得早期变质作用甚至原岩形成的真实年龄数据。

1982 年以来,作者及其他单位对浙闽古变质基底岩石主要应用 Rb-Sr 法和 U-Pb 法,也包括个别伟晶岩白云母 K-Ar 法,得出一批代表地层岩石形成和早期变质或混合岩化的年龄数据,现将这些结果以及相关邻区的地质单元中部分数据列于表 3-2—6 和图 3-1—5。由此可见,所有年龄值处于 641—2004 百万年之间。其中较大年龄值基本上可分成两组:891—<1438 百万年和 1438—2004 百万年。福建建瓯群变质岩中碎屑锆石的四个不同比值所计算的年龄值互不一致,但出现了正常的有规律变化趋势,即 $^{207}Pb/^{206}Pb > ^{207}Pb/^{235}U > ^{206}Pb/^{238}U > ^{208}Pb/^{232}Th$,表明在其后的变质作用或混合岩化的热作用影响下发生了 Pb 的丢失或 U 和 Th 的加入,致使它们的年龄值出现差异。其中 864 和 987 百万年更接近于发生变质作用或混合岩化的年龄;而 1822 百万年则更接近于地层岩石形成的下限年龄,与禾星 1851 百万年及浙江陈蔡群 1569、1813 百万年;东海陆架、南海永兴岛的 1680、1456 百万年这组年龄基本一致。此外,侵入于绍兴-江山断裂带中片理化石英闪长岩的年龄为 749 百万年,而其中多处见有陈蔡群变质岩的捕虏体,又在北侧江南古陆晚元古代骆家门组、虹赤村组中发现了石英闪长岩的砾石[21]。综上所述,浙闽古变质基底的地层岩石形成年代很可能在 10—20 亿年之间,属中元古时期。鉴于前已论及陈蔡群与建瓯群皆可两分,同时在陈蔡上亚群的底部变质含砾岩层中获得碎屑锆石年龄

表 3-2 浙江诸暨丁家坞剖面陈蔡群变质岩中锆石测定结果

序号	样品量（毫克）	粒度（微米）	磁性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	铀含量（ppm）	放射成因铅含量（ppm）			同位素原子比值			表面年龄（百万年）		
						^{207}Pb	^{206}Pb	^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$
1	1.58	>74	M0°	785	386.5	3.594	46.94	7.577	0.076196	0.14134	1.4850	1100	852	924
2	12.88	<74—60	M0°	4224	424.5	3.625	48.81	7.478	0.074110	0.13384	1.3676	1045	852	875
3	7.65	<60—50	M0°	5689	422.1	3.477	47.35	7.022	0.073080	0.13058	1.3157	1016	791	855
4	17.76	<50—35	M0°	6980	444.0	3.648	49.41	7.071	0.073481	0.12953	1.3123	1027	785	851
5	6.94	<35	M0°	5619	451.3	3.749	50.76	7.229	0.073500	0.13090	1.3266	1028	793	857

表 3-3 浙江龙泉乌岙矿区陈蔡群变质岩中锆石、磷灰石测定结果*

序号	测定矿物	铀含量（ppm）	铅含量（ppm）	$^{206}Pb/^{204}Pb$	放射成因铅含量（ppm）			同位素原子比值			表面年龄（百万年）		
					^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$
1	浑圆状锆石(双锥)	444.51	150.28	5555.56	128.39	16.02	5.84	0.12481	5.66459	0.33510	1991.5	1869.1	1761.0
2	浑圆状锆石(长柱)	406.55	140.47	3030.30	119.12	15.10	6.20	0.12680	5.71826	0.33907	1990.0	1934.1	1882.3
3	浑圆状锆石	356.82	133.48	5882.35	113.41	14.32	5.71	0.12627	6.20548	0.36802	2013.0	2482.9	3096.7
4	浑圆状磷灰石	15.45	9.35	25.37	2.95	1.82	4.47	0.61764	0.85845	0.09301	—	31.31	382.3

* 引用乌岙矿床专题组的资料（1985）。

表 3-4 浙江遂昌大柘陈蔡群变质岩 Rb-Sr 测定及等时线处理结果*

序号	样号	样品名称	^{87}Rb（微克/克）	^{86}Sr（微克/克）	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	等时线处理结果
1	TN101	含榴黑云母片麻岩	98.7728	10.4687	9.4350	0.922413	斜率=0.022524 截距 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比=0.707457 年龄值=1568.3 百万年 相关系数=0.985 年龄计算采用 $\lambda=1.42\times10^{-11}$年$^{-1}$
2	TN103	黑云斜长片麻岩	46.8574	26.3805	1.7762	0.75555	
3	TN105	含榴黑云角闪斜长片麻岩	56.9640	17.8148	3.1976	0.78259	
4	TN106	含榴黑云角闪斜长片麻岩	44.9765	18.6454	2.4122	0.760699	
5	TN107	黑云钾长片麻岩	63.94967	16.4106	3.8968	0.77427	
6	TN110	石榴角闪钾长片麻岩	62.5078	14.20085	4.4017	0.814777	

* 引用金矿专题组的资料（1985）。

表 3-5 福建建瓯禾呈建瓯群变质岩中锆石测定结果

序号	样品量（毫克）	粒度（微米）	磁性	铅含量（ppm）	铀含量（ppm）	放射成因铅含量（ppm）			同位素原子比值			表面年龄（百万年）		
						^{207}Pb	^{206}Pb	^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$
1	27.2	>240	NM0°	254.0	722.7	24.89	220.5	8.615	0.11233	0.35508	5.4996	1835	1960	1900
2	3.05	>100	NM1°	235.0	806.6	23.33	199.4	12.35	0.11648	0.28764	4.6196	1900	1630	1750
3	7.81	<300	NM0°	294.2	1093	28.64	257.7	7.799	0.11059	0.27455	4.1865	1810	1565	1670
4	33.87	>300	NM0°	257.2	1303	25.12	225.3	6.791	0.11096	0.20116	3.0776	1815	1180	1430
5	22.88	>134	NM0°	139.5	917.4	13.90	121.2	4.362	0.11413	0.15381	2.4204	1865	925	1250

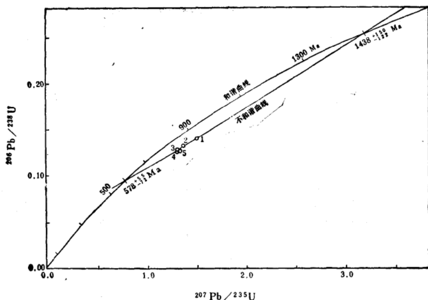


图 3-1　浙江诸暨丁家坞剖面陈蔡群变质岩中锆石 U-Pb 年龄

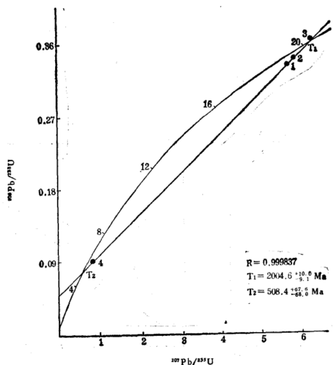


图 3-2　浙江龙泉乌岙矿区陈蔡群变质岩中锆石、磷灰石 U-Pb 年龄
（据乌岙矿床专题组，1985）

表 3-6　浙闽(粤)古变质基底的同位素地质年龄数据

地质构造区域	采样地点与岩石类型	样品与方法	年龄值(百万年)	资料来源
浙东南古变质基底	诸暨七湾矿区陈蔡群变质岩	全岩 Rb-Sr 等时线	674	作者
	上虞俞付村陈蔡群变质岩中伟晶岩	白云母 K-Ar	720	变质编图组
	嵊县张路湾陈蔡群变质岩中伟晶岩	白云母 K-Ar	641	变质编图组
	龙游罗家陈蔡群变质岩中片麻状花岗岩	独居石 U-Pb	644	变质编图组
	诸暨陈蔡镇陈蔡群变质岩中辉石橄榄岩	辉石 K-Ar	892	作者
	诸暨丁家坞剖面陈蔡群变质岩	全岩 Rb-Sr 等时线	901	区调大队
	诸暨丁家坞剖面陈蔡群变质岩	碎屑锆石 U-Pb	1438	作者
	遂昌大柘陈蔡群变质岩	全岩 Rb-Sr 等时线	1569	金矿专题组
	遂昌龙殿剖面陈蔡群变质岩	全岩 Rb-Sr 等时线	1813	第七地质大队
	龙泉乌岙矿区陈蔡群变质岩	碎屑锆石 U-Pb	2004	乌岙矿床专题组
	温州港外东海陆架灵峰一井变质岩	全岩 Rb-Sr 等时线	1680	上海海洋地质调查局
闽北古变质基底	建阳竹洲建瓯群变质岩中混合花岗岩	结晶锆石 U-Pb	891	闽北地质大队
	建瓯县郊建瓯群变质岩	碎屑锆石 U-Pb		北京铀矿地质所
		$^{208}Pb/^{232}Th$	864	
		$^{206}Pb/^{238}U$	987	
		$^{207}Pb/^{235}U$	1284	
		$^{207}Pb/^{206}Pb$	1822	
	建瓯禾呈建瓯群变质岩	碎屑锆石 U-Pb	1851	作者
粤东南古变质基底	南海西沙群岛永兴岛西永一井花岗片麻岩	全岩 Rb-Sr 等时线	1456	任纪舜[38]及杨超群函告
江山-绍兴断裂带岩体	诸暨石角辉石角闪岩	角闪石 K-Ar	844	作者
	诸暨陈蔡梅岭石英闪长岩	全岩 K-Ar	749	区调大队
	绍兴西裘桃红辉石闪长岩	全岩 K-Ar	795	作者
	金华北山洞井闪长玢岩	全岩 K-Ar	655	第三地质大队
浙西北古变质基底及其岩体	绍兴西裘大山里双溪坞群中斜长花岗岩	角闪石 K-Ar	751	南大地质系
		全岩 Rb-Sr 等时线	868	南大地质系
	绍兴西裘东北 3 公里双溪坞群中白云母石英脉	白云母 K-Ar	655	南大地质系
	绍兴西裘双溪坞群变质岩	全岩 Rb-Sr 等时线	705	作者

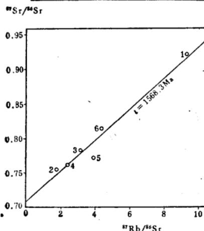


图 3-3　浙江遂昌大柘陈蔡群变质岩 Rb-Sr 等时年龄(据金矿专题组，1985)

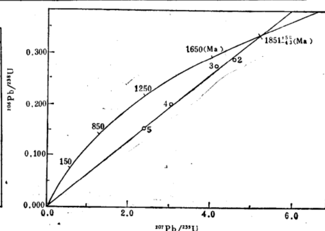


图 3-4　福建建瓯禾呈建瓯群变质岩中锆石 U-Pb 年龄

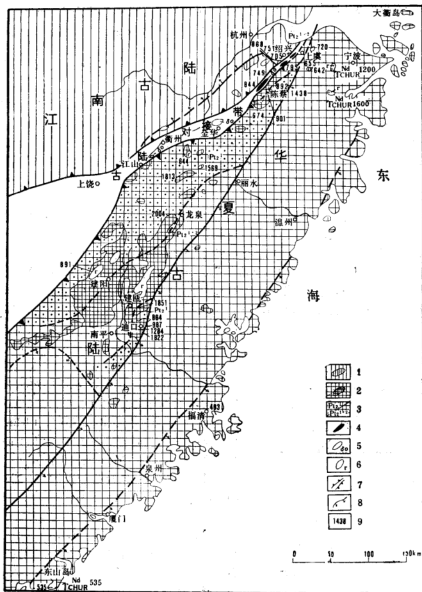


图 3-5　浙闽前震旦纪地层及同位素年龄数据分布图

1.江南古陆及双溪坞群出露区； 2.华夏古陆及陈蔡群、建瓯群出露区； 3.Pt_2^1 下亚群分布区/Pt_2^{1+2} 上下亚群分布区； 4.超镁铁质岩； 5.石英闪长岩； 6.花岗岩； 7.古陆边缘，三角刺示推覆倾向； 8.裂陷构造边缘断裂，箭头示倾向； 9.同位素年龄值(百万年)。

为 1438 百万年，因而上、下亚群的年龄区间分别可以确定为 10—＜14 亿年及 14—20 亿年。其间的不整合面所代表的运动期约为 14 亿年，上亚群的变形、变质期为 10 亿年左右。至于一些略有偏低的 641—720 百万年的年龄数据，我们认为是由于在区域变质作用晚期，随着某些地段中地热流的不断聚集增高，出现了混合岩化作用，此时它又对其周围

的变质岩产生了热作用影响，因此，无论由伟晶岩或花岗岩本身，还是受混合岩化作用影响的变质岩所获得的这些年龄都应是代表区域变质作用晚期或甚至期后的混合岩化年代。

第二节　稀土元素及钐、钕、锶同位素的年代信息

据现代地质学对地球演化过程研究所取得的新观点，认为在整个地质历史中经历了三个主要构造状态（tectonic regimes）：太古代的绿岩带、元古代的活动带（mobile belts）和显生宙的板块构造。从已有的稀土元素和一些稳定同位素资料表明，在距今 25 亿年前后和约在 6 亿年前地壳曾发生急剧的变化。因此，在太古代、元古代和显生宙的地壳岩石中稀土元素分布和钐、钕、锶同位素组成，具有与各个地质时期相应的变化特征，并可作为其形成和演化的年代信息。

近年来，国内外已利用变质岩中稀土元素分布特征作为恢复原岩性质和地层划分对比的依据之一[39-41]。裘愉卓等（1985）对我国蓟县剖面、五台、内蒙古和鞍本地区等前寒武纪地层进行了较系统的稀土元素地球化学研究工作[1)]。他们所取得的结果表明，我国前寒武纪地层中原岩为碎屑沉积岩的稀土元素分布大致类似于北美页岩，但也存在某些区域性差异，例如前者的 La/Yb 比值略高于后者，并普遍出现不同程度的 Ce 负异常，这可能反映我国大陆地壳具有稍富集 LREE 和Ce 负异常的变化趋势。他们通过对我国不同地质时期的稀土元素分布特征对比，得出前寒武纪地层中碎屑沉积岩的∑REE，La/Yb 和 δEu 随着形成年代由老至新显示出总的趋势性变化规律。一般来说，太古代和早元古代 ∑REE 较低，HREE 与 LREE 分馏作用较弱，Eu 呈正异常或无异常，而中、晚元古代 ∑REE 较高，LREE 较富集，Eu 往往呈不同程度的负异常。我们对陈蔡群和杨岳清等[2)]对建瓯群的变质岩所获得的岩石化学和稀土元素资料，经岩石化学计算和 ∑REE—La/Yb 相关图解，原岩大多为沉积砂岩、杂砂岩和页岩，属碎屑沉积岩。陈蔡群和建瓯群的变质岩中 ∑REE 为 140—380ppm，La/Yb 为 10—30 和 δEu 为 0.50—0.90，其稀土元素分布特征大致类似于我国中元古代地层的特征（图 3-6）。

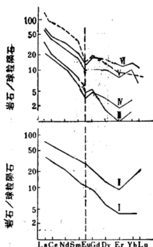


图 3-6　我国一些前震旦纪地层岩石稀土元素分布模式

Ⅰ. 河北迁西群；Ⅱ. 内蒙古五台群；Ⅲ, Ⅳ. 河北蓟县长城系（常州沟组和高于庄组）；Ⅴ, Ⅵ. 内蒙古白云鄂博群（黑脑包和尖山）［以上引自地球化学研究所（1982），白云鄂博矿床地球化学］；虚线为浙闽陈蔡群和建瓯群。

浙东南中生代火山岩覆盖和花岗岩出露的广大地区，其深部是否存在基底岩石或古陆壳？其形成年代是前寒武纪还是古生代？这是长期猜测而未能解开的一个谜。目前，对这个问题还无法取得直接证据作出确信无疑的回答，但可通过某些间接方法取得有关深部地质和年代信息。随着

1）裘愉卓（1985），中国前寒武纪地层稀土元素地球化学初步研究。

2）杨岳清等（1985），南平花岗伟晶岩矿田稀土元素地球化学。

Sm 和 Nd 同位素技术的迅速发展，以及关于来自地幔源的地壳物质地球化学演化过程的合理假说，建立了一种火成岩、变质岩和沉积岩（或沉积物）的 Sm-Nd 模式年龄测定方法，从而可得到各种岩石的原始物质或古陆壳的形成年代信息[42]。陈江峰（1983）在美国俄亥俄州立大学门登讲堂（Menden Hall）实验室对浙东南梁弄和龙皇堂两个花岗岩体的岩石样品，进行了 Sm 和 Nd 同位素分析。这两个花岗岩体的侵位时代是在白垩纪（K-Ar 年龄皆为 91—109 百万年）[43,44]，经岩石化学及其岩浆成因研究认为可能属地壳较深部岩石派生岩浆形成的花岗岩[1)]。根据 Sm，Nd 同位素计算得出模式年龄 T^{Nd}_{CHUR} 分别为 12 亿年和 16 亿年左右以及富集因子 $f_{Sm/Nd} < 0$[2)]。由此表明，浙东南火山岩区较深部同样存在前震旦纪基底岩石或古陆壳。并且，Sm-Nd 模式年龄与陈蔡群和建瓯群变质岩所取得的其中一组＞ 14 亿年的同位素年龄大致相吻合。

通过对显生宙和前寒武纪地层中海相碳酸盐的锶同位素研究，表明整个地质历史中海水的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值变化，其中有几个突变时期，如在 25—21 亿年前的急剧增高，显生宙后的显著降低以及现代又重新迅速增高[45-48]。已知，海相碳酸盐岩中的锶是同它从其沉积出来的海水中的锶同位素是平衡一致的，其 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值同样随地质年代而有系统地变化。此外，当碳酸盐岩遭受变质作用时，其中含有的锶总是比相应地质年代的海水中或未变质的碳酸盐岩中的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值要高。因此，通过对所研究的地层中碳酸盐岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值测定，就可以追溯地层的形成和演化历史。在整个地质历史中海水或海相碳酸盐岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值变化是，前寒武纪时期，即从 25 亿年前的 0.7009—0.7020 到 20—10 亿年的 0.7050—0.7070；显生宙以来，即从 580 百万年前的大约 0.7094 到白垩纪减小为 0.7067，但到现代又重新增至 0.7090。陈蔡群变质岩中大理岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值，除个别样品 ≥ 0.7090 外，大多在 0.7077—0.7080 之间，其变化范围甚小（表 3-7）。该比值略高于

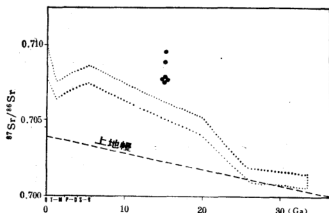


图 3-7 海水（或海相碳酸盐岩）中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值随地质年代的变化趋势[48]
●陈蔡群大理岩样品；Q. 第四纪；T—M 第三纪至中生代；P—D. 二叠纪至泥盆纪；S—Є. 志留纪至寒武纪。

1）李广有、虞振声（1981），浙江省不同成因系列花岗岩类初议。
2）陈江峰（1985），面告。

表 3-7　陈蔡群变质碳酸盐岩的锶同位素比值

样品号	采样位置与岩石类型	全岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$
J5-1	浙江诸暨丁家坞剖面第二段 8 层下部白云石大理岩	0.70977
J5-2		0.70774
J5-3		0.70904
J9-1	浙江诸暨丁家坞剖面第五段 15 层中部含石英大理岩	0.70774
J9-2		0.70801
J9-3		0.70771

20—10 亿年前的海水或海相碳酸盐岩中 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值范围（图 3-7），这正是由于陈蔡群地层岩石遭受了较强烈的变质作用，导致原有沉积碳酸盐岩中锶的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值增高并重新同位素均一化的结果。

综上所述，由稀土元素分布特征、Sm-Nd 模式年龄以及锶同位素比值所反映的地质年代信息，与前述同位素地质年龄测定资料是基本一致的。因此，我们推断浙闽古变质基底(陈蔡群和建瓯群)的地层岩石很可能形成于中元古时期（10—20 亿年）。

第三节　关于建瓯群中微体古生物的地层时代意义

近年来，在闽北建瓯群迪口组以上不同层位上亚群变质岩中，相继发现了"几丁虫"和微古植物[24,49]。由于国内外对"几丁虫"所代表的地层时代尚有较大争议，因此至今未能取得一致看法。根据建瓯群中"几丁虫"的形态、构造和组合特征，有的认为其时代较新属泥盆纪—奥陶纪；有的则认为其时代较老至少属寒武纪—震旦纪，或甚至前震旦纪[21,24,49,50]。

据已有文献报道，几丁虫化石出现的地质时代可从前寒武纪晚期到泥盆纪。在前寒武纪晚期地层中，例如美国亚利桑那州大峡谷恰尔群（> 7.5 亿年）[51]、东格陵兰伊奈罗湾群以及我国震旦纪陡山沱组和辽东钓鱼台组（相当于青白口系）均发现了几丁虫化石[50]。它们的形态较单一，主要呈瓶状、瓮状，个体也较小，大多在几十微米，具有可辨认的较简单机体构造。在奥陶纪—泥盆纪地层中，国内外都更为普遍地发现几丁虫化石[52—54]，其形态复杂多样，有链状、棒状、锥状、瓶状、瓮状等各种不同形态，个体虽也有较小的，但一般大于 120 微米，机体构造甚为发育清晰。特别是志留纪—泥盆纪为几丁虫的繁盛时期，其多样性和丰度上都达到了高峰，故几丁虫的壳饰和附肢类型更为繁多且发育，例如，壳壁上布有一种不同的网格纹饰或小瘤刺，有的口管和体室显著分化等等。建瓯群中所获"几丁虫"化石，形态主要呈瓶状、瓮状，个体较小，大多在 35—75 微米，无机体构造可辨认，更不显示壳壁纹饰或小瘤刺。由此可见，它们与上述奥陶纪—泥盆纪地层中几丁虫特征大相径庭，而与前寒武纪晚期地层中几丁虫特征有些类似之处。但鉴于前寒武纪晚期的几丁虫已出现可辨认的较简单机体构造，因而，从生物演化的观点来看，建瓯群的"几丁虫"或许是更为原始的属种，很可能是代表更老地层时代的一种微古生物。

建瓯群变质岩中微古植物组合以穴面球形藻（*Trematosphaeridium*）、船形藻（*Scaphita*）、微刺藻（*Microhystridium*）、带藻（*Taeniatum*）为主以及糙面球形藻（*Asperatopsophosphaera*）、图鲁汗藻属（*Turuchanica*）、方形藻（*Quadratimorpha*）和梳状藻（*Pecomor-*

pha）等[49]。王命恒等（1985）根据其他作者所得出的我国燕辽地区和峡东地区震旦纪地层中微古植物群的地质时代分布资料（表 3-8），认为上述建瓯群的微古植物组合面貌与峡东震旦系相类似，其地层时代很可能属震旦纪一寒武纪。但从表 3-8 可见，大多数微古植物种属是从前震旦纪延续到震旦纪或更新一些时代。其中只有微刺藻和小穴面球形藻（*Trematosphaeridium minutum*）认为是在震旦纪开始出现，且少量延续至寒武纪。我们要强调指出的是，国内古生物学界对这些微古植物的定名、分类及时代问题还存在较大分歧，至于上述两种藻化石究竟起始于哪个地质时代，更难以确切定论。据福建省区域地质志论及微刺藻仅见于楼子坝群；小穴面球形藻见于丁屋岭组，然也在其下方层位——相当龙北溪组中出现。因此，我们认为建瓯群中微古植物组合特征所代表的地层时代，与其说是震旦纪一寒武纪，倒不如说是前震旦纪更为合适一些。

表 3-8　建瓯群所获微古植物地层时代分布表[49]

地层 / 微古植物	长城系	蓟县系	青白口系	震旦系	寒武系
Microhystridium sp. 3 Sin et Liu			?	—	—
Asperatopsophosphaera sp.		—	—	—	—
Trematosphaeridium holtedahlii Tim		—	—	—	—
T. mimutum Sin et Liu		?	?	—	
Scaphita sp.		—	—	—	—
Taeniatum crassum Sin et Liu		—	—	—	—
Quadratimorpha sp.		—	—	—	—
Turuchanica sp. Tim	—	—	—	—	—
Polyporata sp.	—	—	—	—	—

综合上述，建瓯群变质岩中所见的"几丁虫"形态、构造特征及微古植物群组合面貌，并结合前述同位素年龄数据等其他资料，我们认为其地层时代应相当于我国中元古代蓟县系*（建瓯上亚群）和南口系、长城系（建瓯下亚群）[55]。同时，作者建议对浙闽变质基底上、下亚群间广泛发现的不整合面所代表的运动幕命名为"华夏运动"；上亚群上限所代表的运动幕，据地质分析约在 9—10 亿年前，即为早晋宁运动。

第四节　华夏古大陆

我国浙南、闽北包括广东增城、云开等变质（混合）岩系是整个环太平洋西缘大陆广泛出露的古老岩系的一部分。如朝鲜半岛木浦-光州断裂带以东为岭南隆起，基底由小白群变质岩系组成，其中片麻岩所获年龄为 1882 百万年，物探资料又证实向日本海延伸可与本州岛飞驒—隐岐相联[56]，飞驒变质岩系测得 1493 百万年，属前寒武纪，该区内之美浓带花岗片麻岩砾石为 1640—1680 百万年，奈良领家片麻岩中锆石 U-Pb 年龄为 1782 百万年，濑户地区二叠系中夕线石片麻岩砾石测得 1500—1700 百万年。除此，在日本列岛靠

大陆及大洋一侧都曾发现有前寒武纪砾石[57]。所以，在日本地槽系内部，至少包括东北日本和西南日本之内带应该包含有广泛的前寒武纪基底地层。

近年在东海和南海的陆架和岛屿都取得了＞14 亿年的年龄值。如西沙群岛西永一井所获变质混合岩 Rb-Sr 等时年龄为 1465 百万年；东海大陆架灵峰一井已钻进古变质岩系 300 余米，测得 Rb-Sr 等时年龄为 1680 百万年；此外，日本在虎皮礁、郁陵岛也发现古老的花岗片麻岩，在郁陵岛以北曾测得花岗片麻岩年龄为 1900—2700 百万年[56]。

另据江博明等研究[1)]，台湾太鲁阁、南澳花岗质岩石 Sm-Nd 模式年龄 $T_{m}^{CHUR}=506$—637 百万年，$\epsilon Nd(O)<0$，结合地球化学、氧同位素资料证明花岗岩为前寒武纪晚期沉积层局部熔融所致；又太鲁阁花岗岩（90 百万年）锆石 U-Pb 上交点年龄为 1668 百万年，故推断经过再循环的锆石可能来自中国大陆，那里的地壳在 1600 百万年前已形成。由上可见，西太平洋陆缘、岛弧带，普遍存在＞900—1000 百万年前的基底，意味着在前寒武纪是统一的古大陆。

古陆北西边界由碰撞缝合带或巨大韧性剪切带或大规模火山岩浆岩带构成。浙江境内的绍兴-江山古陆对接带即是（后详），由此向南西入闽、粤、桂东，大致沿武夷山系一穗北一六万大山而行，由推覆剪切带组成，可能由于强烈韧性剪切所致的融熔和混合岩化作用，形成了近 1500 公里之巨的酸性、中酸性岩浆岩带，并由此构成华南不同重力、磁场区的分划界面。由桂东更向南西抵于北西向红河深断裂带。由江山-绍兴向北东循沿升高磁异常场，出杭州湾经上海东侧大致沿东、黄海界面径直可与南朝鲜木浦-光州火山岩浆岩带相连接，其北为拗川古生代沉降区，南为岭南前寒武纪隆起，是中生代火山岩浆强烈活动区，其构造格局及两侧地块活动历史酷似绍兴-江山对接带两侧之浙北与浙南。古陆东界大致与现岛弧海沟带相符，但其间可能包容有自中生代以来从其他构造域络绎漂移而至的增生地体，如台湾东部海岸山脉及西南日本与东北日本外带等，皆属"太平洋型"的构造地体[58-60]，依附、拼贴在古大陆的向海一侧。北海道的神居古潭带现被认为是亚洲板块与美洲板块——千岛弧的碰撞带，应与其南的四万十-御荷钟（Shimanto-Kurosegawa）带相联，组成了古陆东界。然而此带向北延伸情况及与木浦-光州带的关系尚未作充分研究。



图 3-8　华夏古大陆略图

对上述边界所局限的自中元古代以来已然存在的古大陆统一体，拟沿袭 Grabau 的命名，称之"华夏古大陆"（图 3-8）。

1）江博明等（1984），台湾大南澳群杂片岩的地质年代学。
福建地质科技情报，吴岐，黄辉译校。

第四章　古陆对接带及古大陆演化

华夏古裂陷槽带在早晋宁运动中最终褶皱隆起，与现位于中国东南部的江南古陆成为准同时存在的古地块，两者仅以十至数十公里之宽的绍兴-江山“断裂带”相分隔。鉴于在此“拼合带”从未发现大陆裂谷磨拉石型的堆积基底及相应的拉张带火山岩浆系列，两侧古大陆基底的任一层次都缺少对比联接的可能，因此这一特殊的构造格局无疑是古地块在漫长地史过程中历经复杂运动途径后而彼此遇合拼接造成。近年所揭示的大量事实已提供这一推断的证据。

第一节　中元古江南古岛弧

江南古陆基底地层在浙西称双溪坞群，大致可以分成南、北两带。北带：富阳-常山酸性、中酸性变质火山碎屑岩带，属钙碱系列；南带：分布于绍兴至平水一线，下部以中基性熔岩、角砾熔岩为主，属钙性-钙碱性岩系，上部以中性至中酸性火山碎屑岩、角砾熔岩为主，全碱含量高，尤以富钠质为特点，属弱碱性（表 4-1）。现代火山研究表明，钙碱性系列火山岩是活动大陆边缘及岛弧型火山岩所普遍具有的特点。此外，鉴别古岛弧的另一重要标志就是爆发系数高，具有明显的火山碎屑构造特征[61]，双溪坞群正是以爆发为主，火山角砾、集块构造广泛发育。另双溪坞群稀土元素总量 ΣREE 及轻稀土元素丰度略高，呈富集型配分曲线（表 4-2，图 4-1）与现代岛弧——阿留申群岛钙碱系列安山岩系十分相似。

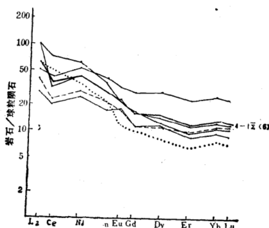


图 4-1　绍兴平水双溪坞群稀土配分曲线

Σ(6) 示为 6 个样品的平均值。

表 4-1 浙江绍兴平水双溪坞群岩石化学成份表

编号	岩 性	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	H_2O^+	灼失
绍 1-1	片理化含角砾凝灰岩	63.18	4.10	2.32	15.46	0.60	1.72	3.58	1.49	3.40	0.15	0.42	1.24	3.67
绍 1-2	蚀变流纹角砾凝灰岩	71.54	0.41	2.97	13.44	0.35	0.18	3.47	1.26	3.36	0.06	0.10		
绍 2-1	蚀变英安岩	67.86	4.23	1.45	13.96	0.58	4.40	1.73	1.08	2.23	0.16	0.19	1.64	1.77
绍 2-2	蚀变流纹岩	70.45	4.23	3.05	13.35	0.43	2.10	2.25	1.57	2.16	0.06	0.10		
绍 4-2	蚀变安玄岩	50.50	12.60	1.66	15.28	0.80	3.64	4.71	0.84	4.71	0.81	0.56	2.74	2.85
绍 5-1	蚀变英安质角砾凝灰岩	70.24	4.77	0.42	14.74	0.75	0.30	1.25	0.32	3.32	0.08	0.08	3.10	

表 4-2 浙江绍兴平水双溪坞群火山岩系稀土元素分析结果（ppm）

样品号	顺序号	岩石名称	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	Ce/Y	Eu/Sm	Eu/Eu*
绍 1-1	1	片理化含角砾凝灰岩	34.39	65.37	40.45	7.55	1.67	5.49	4.06	2.14	2.20	0.35	23.68	2.76	0.22	0.83
绍 2-1	2	蚀变英安玢岩	12.94	23.58	18.40	4.49	1.33	3.88	3.67	2.16	2.24	0.36	21.05	1.12	0.30	1.04
绍 4-1	3	片理化角砾状安山质凝灰岩	21.58	31.30	27.12	5.84	1.80	5.19	4.78	2.51	2.45	0.38	24.57	1.27	0.31	1.07
绍 4-2	4	蚀变安玄岩	9.47	19.74	15.67	3.71	1.38	3.68	3.66	2.02	1.89	0.29	19.68	1.00	0.37	1.24
4062-E_1	5	蚀变安山玢岩	21.40	48.20	22.20	4.49	0.88	3.32	2.64	1.48	1.55	0.24	14.50	3.32	0.20	0.73

湖北省地质矿产局实验室采用等离子体发射光谱方法。

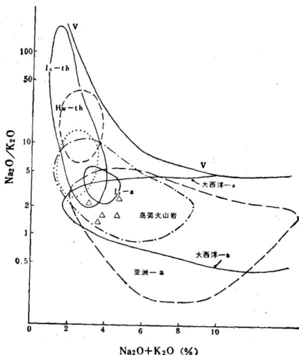


图 4-2 浙江绍兴、平水双溪坞群 $Na_2O/K_2O—Na_2O + K_2O$ 图解

V—V. 全部新鲜火山岩 Na_2O/K_2O 上限； Ic—th. 冰岛拉斑玄武岩； Ic—a. 冰岛碱性岩； Aby—th. 拉斑玄武岩； Hw—th. 夏威夷拉斑玄武岩； 大西洋—a. 大西洋岛碱性岩；亚洲—a. 亚洲东部大陆碱性岩；Δ. 双溪坞群，全部落在岛弧火山岩区。

经常量化学元素及稀土元素计算图解也都获得了与上相似的判别(图 4-2, 4-3)。

双溪坞群在晋宁早期褶皱隆起,伴随幔源型花岗闪长岩 (SrI = 0.7020) 侵入(868 百万年 Rbw)[1),造山期后又有辉石花岗岩产出。

双溪坞群及期后侵入岩构成了扬子中元古海盆前缘钙碱-弱碱系列火山岩浆岩带,具有与现代活动大陆边缘岛弧带相似的特征。

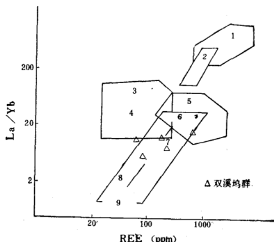


图 4-3 浙江绍兴平水双溪坞群 La/Yb—REE 图解

1.碳酸盐; 2.金伯利岩; 3.沉积岩; 4.钙质泥岩; 5.花岗岩区; 6.碱性玄武岩; 7.大陆拉斑玄武岩; 8.大洋拉斑玄武岩; △双溪坞群。

第二节 绍兴-江山对接带岩石地层序列

绍兴-江山对接带为江南古陆浙西前陆盆地与华夏古大陆之间的分划性界面,是经受了巨大构造位移和剧烈变质、变形的复杂构造带,其间所夹持的宽达十余至数十公里的喷发沉积及侵入岩石系列被高度压缩出现粘塑性流动,并发生绿泥石化及角闪石化动力变质作用,原岩因受强烈改造而往往难以辨识,近年经大量岩石学野外调研和地球化学测试工作,发现绍兴-江山构造带内赋存有一套独特的岩石地层系列(图 4-4, 4-5)。现叙述如下。

一、角闪石化超镁铁质岩

超镁铁质岩 (表 4-3) 岩体在空间上呈透镜体状断块离散分布,单体最大延长 2000 米,然细小者仅数十立方厘米。其中研究较详的有诸暨化泉石角岩体 (图 4-6) 占孔揭示呈层状结构,最大延深 <500 米,为石英闪长岩所包裹,边缘形成十余米斜长角闪岩"晕

1) 据沙鹏未刊报告中数据,为 Rb-Sr 全岩等时线法。

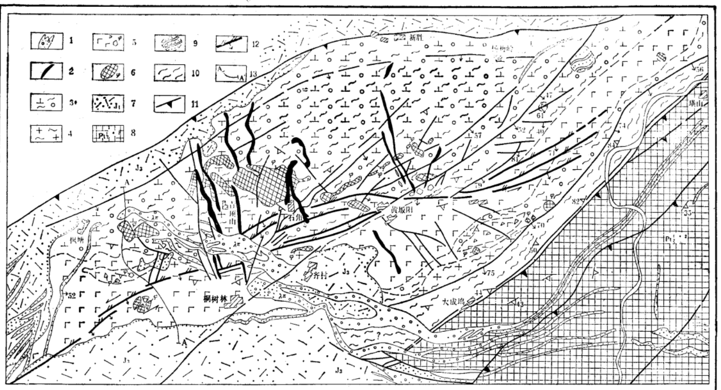


图 4-4　绍兴-江山缝合带浙江诸暨璜山-石角区段地质构造略图(据浙江冶金地质勘探公司三队资料修编)

1.花岗斑岩； 2.辉绿岩脉； 3.石英闪长岩(闪长岩)； 4.花岗片麻岩， 5.细碧岩及角砾、集块玄武岩； 6.超镁铁质岩； 7.晚侏罗世火山岩； 8.前震旦纪陈蔡群；(Pt_2^{1+2})； 9.蚀变细砾岩层； 10.片麻理及糜棱岩带； 11.推覆断裂(箭头示倾向)； 12.韧性剪切带； 13.草测剖面图。

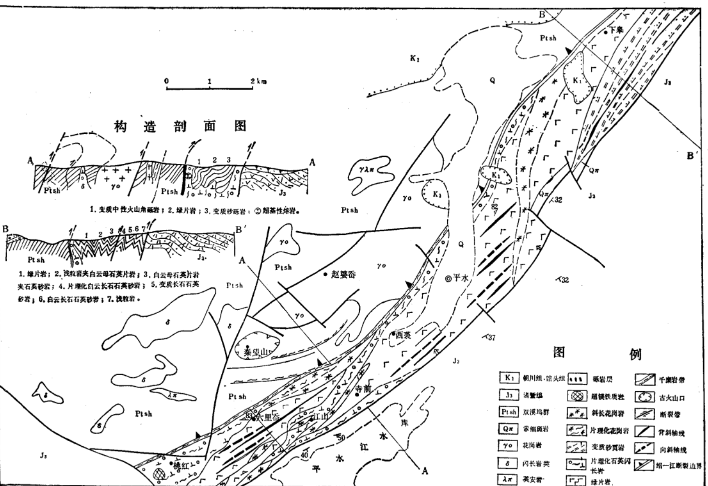


图 4-5 浙江绍兴平水区段地质构造略图(据陈邦信修编)

表 4-3　浙江诸暨超镁铁质岩岩石化学成份表

序号	样品号	岩石名称	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	烧失量	总　量
1	石-1	角 闪 岩	39.45	17.75	5.06	7.81	0.38	13.48	13.25	0.20	0.64	0.15	0.07	1.29	99.53
2	石-2	含长辉石角闪岩	46.11	9.98	4.59	11.06	0.80	10.50	12.98	0.44	0.61	0.19	0.05	2.75	100.06
3	石-5	角闪辉石岩	38.24	13.67	11.46	5.48	2.12	14.31	11.50	0.15	0.58	0.26	0.12	1.42	99.31
4	石-6	角 闪 岩	43.85	10.09	8.97	5.46	1.59	13.64	11.77	0.25	0.66	0.26	0.08	3.05	99.67
5	石-7	辉石角闪岩	38.47	17.60	5.50	10.01	1.50	12.13	10.97	0.29	0.53	0.15	0.08	2.36	99.59
6	石-9	角 闪 岩	39.31	16.38	5.26	10.88	1.30	11.51	11.08	0.38	1.00	0.15	0.07	2.54	99.86
7	石-20	辉石橄榄岩	35.41	19.77	5.80	2.52	0.50	0.93	26.82	0.18	0.15	0.13	0.07	7.89	100.17
8	球-A	角闪辉石岩	49.01	3.75	5.03	5.16	0.81	18.40	15.14	0.14	0.58	0.21	0.03	1.74	100.00
9	球-B	角闪辉石岩													
10	胶 A—B	角 闪 岩	45.31	5.59	7.20	7.93	1.28	13.95	14.47	0.40	1.00	0.18	0.05	2.36	99.72
11	石-21	辉石斜长角闪岩	46.32	4.12	6.48	7.02	1.15	18.07	13.36	0.13	0.82	0.26	0.05	1.69	99.47
12	石 106-1	角 闪 岩	42.09	10.50	7.08	12.28	1.14	8.82	13.01	0.04	0.30	0.22	0.06	3.67	99.21
1—6，8—12 平均值			42.82	FeO_t	18.34	8.31	1.21	13.48	12.75	0.24	0.67	0.20	0.07	2.29	

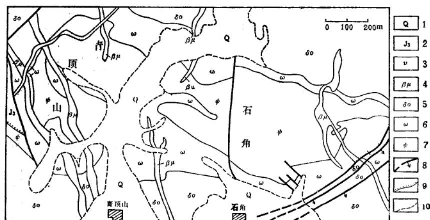


图 4-6　浙江诸暨石角超镁铁质岩地质略图
(据浙江冶金地质勘探公司资料编)

1.第四系；2.上侏罗统；3.霏细岩；4.辉绿岩；5.石英闪长岩；6.闪长岩；
7.角闪岩/辉石岩；8.断裂及倾向；9.不整合界线；10.第四系界线。

圈”(图 4-7)。岩体遭剪切破碎，周边分布有大小不一砾块。由石角等岩体占孔揭示，下部为似层状(角闪)辉石岩层，包裹透镜体状橄榄岩层，两者皆具良好堆晶结构(照片 26)内部保留有出露面积为百余平方米的球状角辉岩，球体直径 10—15 厘米，呈塑性变形堆积。皆具细晶质角闪石与辉石组成的多重环带并以粗晶质角闪石为核心(照片 27)。电

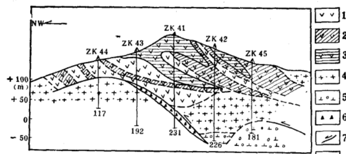


图 4-7　浙江诸暨石角超镁铁质岩纵剖面图（据浙江省冶金地质大队资料编）

1.辉石角闪岩/角闪辉石岩；　2. FeOt：10～15%；　3. FeOt > 15%；
4.含超基性团块辉石斜长角闪岩；　5. 石英闪长岩；　6. 断裂破碎带；
7.逆掩断裂；　8.钻孔及编号。

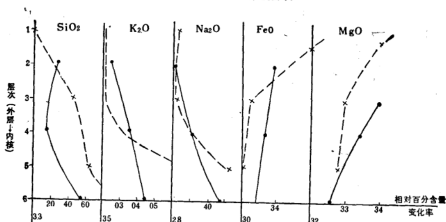


图 4-8　浙江诸暨石角球状角辉岩不同层圈矿物化学元素丰度变化曲线图

虚线为辉石矿物化学元素丰度曲线；实线为角闪石矿物化学元素丰度曲线。

表 4-4　浙江诸暨超镁铁质岩稀土元素分析结果（ppm）

样品号	顺序号	岩石名称	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	$(Gd/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	Eu/Eu*
石-1	1	角闪岩	1.64	5.71	5.37	1.85	0.62	1.83	1.62	0.86	0.68	0.09	7.61	1.65	0.55	1.12
石-2	2	含长辉石角闪岩	4.05	11.50	8.91	2.80	0.73	2.73	2.48	1.39	1.30	0.18	11.90	1.29	0.90	0.88
石-5	3	角闪辉石岩	2.79	8.53	6.96	2.23	0.63	2.12	1.93	0.99	0.88	0.12	9.16	1.48	0.78	0.96
石-6	4	角闪岩	4.67	13.90	10.30	3.14	0.73	2.93	2.70	1.49	1.44	0.20	13.60	1.25	0.93	0.80
石-7	5	辉石角闪岩	2.24	7.81	7.66	2.54	0.75	2.48	2.30	1.20	1.08	0.15	11.10	1.41	0.55	0.99
石-9	6	角闪岩	3.20	9.08	7.40	2.33	0.81	2.39	2.10	1.12	0.92	0.13	10.10	1.59	0.86	1.15
石-20	7	辉石橄榄岩	1.15	3.16	2.36	0.77	0.18	0.59	0.52	0.30	0.25	0.04	2.68	1.45	0.93	0.86
球-A	8	角闪辉石岩	1.79	5.87	6.62	2.12	0.75	2.31	2.18	1.08	0.86	0.12	9.98	1.65	0.53	1.14
球-B	9	角闪辉石岩	1.75	6.01	6.51	2.10	0.75	2.23	2.09	1.00	0.78	0.11	9.17	1.75	0.52	1.16
胶A-B	10	角闪岩	4.36	11.72	9.50	2.61	0.89	2.64	2.37	1.20	1.02	0.15	11.30	1.59	1.04	1.13

湖北省地质矿产局实验室采用等离子体发射光谱方法。

子探针所作矿物化学成分丰度变化显示挥发份、亲石元素由外层向核心递增,亲铁元素则相反(图 4-8)。稀土配分曲线呈平坦型,轻、重稀土都略有亏损 $(Gd/Yb)_N > 1.0$, $(La/Sm)_N < 1.0$ (表 4-4 球 A — B 及图 4-9b)。这种岩类十分罕见,在成因上有待探索。

球状角辉岩为角闪岩所包裹并造成熔蚀边缘,后者具相似的配分模式,但轻稀土相对富集(表 4-4 胶 A-B 及图 4-9b),表明为岩浆分异的晚期产物。

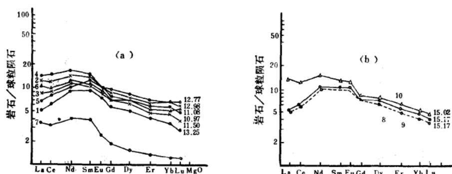


图 4-9 浙江诸暨超镁铁质岩按球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图
(a) 块状熔岩样品,(b) 球状体及胶结物样品;1—10 为样品序号,其中 7 为辉石橄榄岩。

岩体内部及顶部均有条带状或成"韵律"变化的角闪石与辉石岩层,显示分异堆晶构造的形象。

构造带超镁铁质岩普遍贫镧系元素,(La/Sm)e · f = 0.485—0.810,和洋中脊幔源分异岩浆的富集系数十分接近[62]。此外,在 Валашов 的 La/Yb—ΣREE 相关图解[63]中,全部样品落在洋底裂谷区 (图 4-10)。

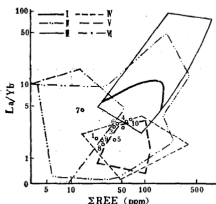


图 4-10 浙江诸暨超镁铁质岩 La/Yb—ΣREE 相关图
1—10 为样品序号;I. 大陆玄武岩区;II. 大陆辉长岩区;III. 大陆拉斑玄武岩区;IV. 洋底和裂谷玄武岩区;V. 岛弧和大陆造山带拉斑玄武岩区;VI. 阿尔卑斯型和层状型超基性岩区。

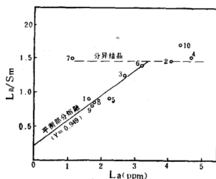


图 4-11 浙江诸暨超镁铁质岩La/Sm—La相关图
1—10 为样品序号。

据 La/Sm 相对 La 含量变异图，绝大部分辉石岩包括球状角辉岩，表现为线性正比关系，证明是由上地幔部分融熔所致，但几乎所有的角闪岩及辉橄岩 La/Sm 保持恒值，仅作为球体胶结物形式存在的晚期角闪岩浆略有增高(图 4-11)，这是分离结晶作用的重要标志。另在岩体内部也发育有分异岩层如斜长角闪岩、闪长岩等。因此，构造带超镁铁质、镁铁质岩可以与蛇绿岩套中常见的辉长岩分异堆晶杂岩相类比。

与上述杂岩体相伴随的有众多的无根辉绿、辉长岩墙或岩床，产状扭曲，蚀变显著，岩石化学平均成分为 SiO_2 45.25，Al_2O_3 14.36，TiO_2 2.91，Fe_2O_3 15.33，CaO 7.27，MgO 4.52，K_2O/Na_2O 2.47。

二、绿片岩-斜长角闪岩类组合

该岩类组合(表 5-5)常夹硅质岩条带(照片 28)，经受强烈韧性剪切，成长透镜体状分布，最大出露厚度 >800 米。据野外产状、岩相标志及变余结构构造、副矿物等判别其原岩应属中基性火山岩类。多种常量地球化学元素图解都落在基性岩浆岩区。利用微量元素及 SiO_2—Zr/TiO_2 图解[64]绝大部分在“亚碱性”玄武岩区，个别落在安山岩区(图 4-12)。

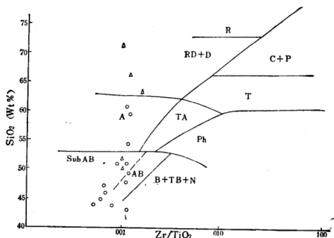


图 4-12 诸暨桐树林剖面绿色片岩-斜长角闪岩类 SiO_2—Zr/TiO_2 图解
(据 Floyd & Winchester, 1978)

A. 安山岩； AB. 碱性玄武岩； Sub-AB. 亚碱性玄武岩（拉斑玄武岩/高铝玄武岩）； B + TB + N. 碧玄岩，粗面碧玄岩， 霞石岩； TA. 粗面安山岩，响岩； RD + D 流纹英安岩， 英安岩； C + P 钠闪碱流岩，碱流岩； R. 流纹岩； ○. 桐树林绿片岩样品； △. 平水双溪坞群样品。

上述绿片岩-斜长角闪岩类的 SiO_2 变化区间为 48—55，Na_2O 平均值较高，达 4.02，K_2O = 7.5，MgO = 3.2，CaO/MgO = 1.86，上列主要岩石化学数据都接近细碧岩类。在 AFM 三角图解中，其平均成分落在世界细碧岩的密集区。

绿色片岩系的稀土元素丰度 ΣREE 为 113.03 ppm，低于一般碱性玄武岩类(150—200

表 5-5　浙江诸暨桐树林、王家宅绿片岩系岩石化学成份(%)

样品号	岩石名称	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	烧失量	总量
D_{17}	角闪变粒岩	43.90	2.55	6.62	9.82	0.56	8.75	18.25	0.60	0.37	0.26	0.16	7.50	99.34
D_{16}	绿帘斜长变粒岩	51.72	4.50	3.33	19.15	0.71	6.26	2.98	1.46	4.69	0.13	0.38	4.02	99.33
D_{13}	角闪变粒岩	44.88	5.23	6.56	17.65	1.06	10.50	6.92	0.04	0.57	0.15	0.23	4.95	98.74
D_{12}	绿色斜长角闪岩	49.09	6.01	4.53	18.49	0.92	7.91	4.86	0.44	3.75	0.17	0.33	3.09	99.59
D_{11}	钠长绿帘绿泥石片岩	51.64	5.46	4.00	17.87	1.06	8.07	4.10	0.68	3.05	0.19	0.41	2.92	99.45
D_{10}	蚀变细粒闪长岩	45.93	6.78	6.06	16.29	1.78	8.94	5.96	0.80	2.85	0.23	0.65	2.74	99.01
D_9	斜长角闪岩	48.34	5.92	4.56	18.50	1.14	8.94	4.23	0.64	3.25	0.22	0.42	3.17	99.33
D_5	钠长绿帘绿泥石片岩	54.84	1.93	4.35	16.24	0.92	6.17	3.13	1.34	3.97	0.17	0.26	5.65	99.15
H_{194}*	角　闪　岩	44.96	6.36	5.68	16.78	1.42	11.01	7.34	0.90	1.99	0.15	0.09	/	
H_{199}*	角　闪　岩	50.22	4.30	7.27	11.26	0.95	11.29	9.15	0.60	1.49	0.19	0.08	/	
H_{191}*	斜长角闪岩	42.57	6.69	5.76	16.86	1.06	12.52	6.36	0.78	2.14	0.21	0.32	/	

* 据沙鹏未刊报告中数据。

表 4-6　浙江诸暨桐树林剖面绿色片岩系稀土元素分析结果(ppm)

样品号	顺序号	岩石名称	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	Ce/Y	Eu/Sm	Eu/Eu*
D_{16}	1	绿帘斜长变粒岩	19.00	37.46	21.98	4.32	1.41	3.41	2.66	1.47	1.44	0.22	14.34	2.61	0.33	1.19
D_{13}	2	角闪变粒岩	11.33	26.32	15.95	3.61	1.18	3.11	2.65	1.51	1.41	0.22	14.35	1.83	0.38	1.15
D_{12}	3	绿色斜长角闪岩	15.83	34.09	18.98	4.09	1.42	3.46	2.79	1.59	1.49	0.22	15.48	2.20	0.35	1.23
D_{11}	4	钠长绿帘绿泥石片岩	23.11	51.45	27.07	5.60	1.56	4.57	3.79	2.18	2.18	0.33	21.04	2.45	0.28	1.00
D_9	5	斜长角闪岩	15.07	32.62	20.73	4.85	1.70	4.49	4.13	2.36	2.31	0.35	22.60	1.44	0.35	1.20
D_5	6	钠长绿帘绿泥石片岩	16.02	30.75	17.32	3.69	1.00	3.05	2.80	1.63	1.66	0.25	16.22	1.90	0.27	0.97

湖北省地质矿产局实验室采用等离子体发射光谱方法。

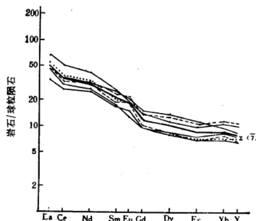


图 4-13　浙江诸暨桐树林剖面绿片岩类稀土配分曲线

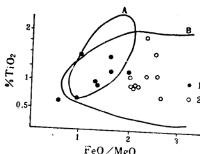


图 4-14　绍兴-江山构造带绿片岩系与斜长角闪岩类 TiO_2—FeOt/MgO 图解

A. 深海拉斑玄武岩； B. 岛弧火山岩；
1. 斜长角闪岩类； 2. 绿片岩类。

ppm)。其中 Ce/Y = 2.07, La/Yb = 9.56, Eu/Sm = 0.33 及 Eu/Eu* = 1.12 显示弱正异常(表 4-6)。上述稀土元素丰度及配分模式(图 4-13)与 Condie 描述的拉斑玄武岩 II 型 (TH_2) 近于一致[65]。故细碧岩可能是蚀变的拉斑玄武岩。

从常量元素特征分析，其中角闪岩类与绿片岩系存在岩性和生成环境上的差别。据 TiO_2—FeO_t/MgO 图解(图 4-14)，前者为深海拉斑玄武岩，后者为岛弧火山岩。两种不同构造环境的产物在空间上共生可能是构造混杂所致。

应该指出，以往曾将此绿片岩-斜长角闪岩类与江南古陆基底双溪坞群相等同，视为后者在特定构造环境中经受了热动力变质作用的产物。然而把两者岩石化学数据计算后投绘在查氏岩石化学向量图及成份变异图上(图 4-15 及 4-16)就可发现其间的差异是十分明显的。

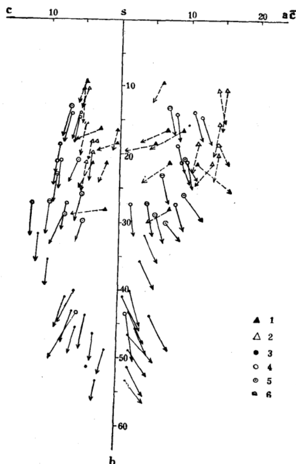


图 4-15 绍兴-江山断裂带内岩石与双溪坞群查氏岩石化学向量图解

1.双溪坞群下部旋回岩石；2.双溪坞群上部旋回岩石；3.诸暨石角超镁铁质岩；4.诸暨桐树林绿片岩；5.枫桥王家宅绿片岩；6.绍兴六里岙绿片岩。

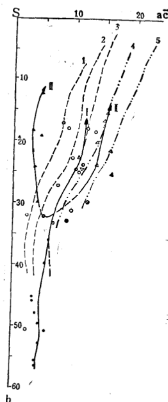


图 4-16 绍兴-江山断裂带内岩石与双溪坞群岩石化学成分变异图

(1) 在 asb 面上可以看到构造带内上述岩石皆属正常岩石类型 ($Na + K < Al < Na + K + 2Ca$);而双溪坞群岩石则几乎都属 Al 过饱和类型($Al > Na + K + 2Ca$);

(2) 从向量分布原点来看，超镁铁质岩远离 s 点而靠近 sb 轴,说明岩石镁铁质矿物富集,属超基性岩类,而绿片岩次之;双溪坞群岩石最近 s 原点,因此比前者偏近酸性。在图 4-12 也已示全部样点落在流纹英安岩、英安岩区,仅个别落入玄武岩区;

(3) 对接带内岩石向量原点呈狭长状沿着 sb 轴方向分布,岩石从超基性一基性的变化较为明显；双溪坞群主要分布在基性-中性岩区并且沿着 sa 方向分布范围较大，从近sb轴的钙质岩到远离 sb 轴的碱质岩均有,此点表明其物质成分离散度高,组成复杂,反映了火山爆发相的特点,而前者与之相反,表现出物质成分聚集度高,组成稳定,此点常是同源的均质岩体或熔岩所具有的特点;

(4) 把向量端点投影在图 4-16 上,得到对接带内岩石自成一个演化系列(I号);双溪坞群则有两个不同的演化系列 (II, III 号)。I 号演变线的上部与 3 线下部相吻合，表明对接带内超镁铁质岩-绿片岩(拉斑玄武岩)来自同一原始岩浆源,并且趋向于碱钙性方向演化；II 号演变线代表双溪坞群上部旋回,与 4 线中部吻合,III号演变线代表双溪坞群下部旋回,此线最近 sb 轴并大致与之平行。这表明双溪坞群存在两个不同演化系列：下部旋回呈强钙性;上部旋回呈弱碱性。

此外,从绿片岩系与双溪坞群微量元素丰度特征对比来看也存在明显的差异,前者相对贫不相容元素 (如 Ba, Rb) 而富重金属元素(如 Cr, Ni, Co, V) (表 4-7)。因此对接带内的超镁铁质岩及绿片岩系与江南古陆基底火山碎屑岩类是属不同岩浆源区和成因系列的岩套,应是不同构造域的产物。

表 4-7 浙江诸暨桐树林绿片岩系及绍兴平水双溪坞群火山岩系部分微量元素含量 (ppm)

构造位置	样品号	岩石名称	Ba	V	Zr	Cr	Ni	Ga	Rb	Sr
古陆对接带	D_{126}	绿帘斜长变粒岩	437	131	173	<50	15	30	25.7	779.7
	D_{13}	角闪变粒岩	40	353	43	132	30	20	2.0	737.9
	D_{12}	绿色斜长角闪岩	276	237	63	<50	15	40	7.9	938.1
	D_{11}	钠长绿帘绿泥石片岩	474	212	92	<50	10	50	13.8	949.9
	D_9	斜长角闪岩	419	312	74	<50	10	40	12.7	993.9
	D_3	钠长绿帘绿泥石片岩	315	131	125	50	30	60	31.2	425.7
	平均		326.8	229.3	95	<63.6	18.3	40	15.5	804.2
江南古岛弧	绍 1-1	含角砾凝灰岩	442	132	178	10.1	8.85	16	39.5	159
	绍 1-2	含角砾凝灰岩	247	55.2	141	4.78	7.58	12	35.4	68.0
	绍 2-1	英安玢岩	263	36.8	73.8	184	5.99	15	22.7	229
	绍 3-1	凝灰岩	607	11.3	158	<5	5.79	22	151	56.3
	绍 4-1	角砾安山质凝灰岩	649	130	88.1	54.3	25.6	20	70.9	247
	绍 4-2	蚀变玄武岩	239	110	60.7	75.6	12.6	18	16.0	160
	绍 4-3	蚀变辉绿岩	500	326	62.9	74.7	21.3	20	51.4	323
	绍 5-1	英安质凝灰岩	718	70.4	111	72.3	7.92	19	84.6	58.4
	平均		458.1	108.9	109.1	60.1	11.9	17.7	58.9	162.5

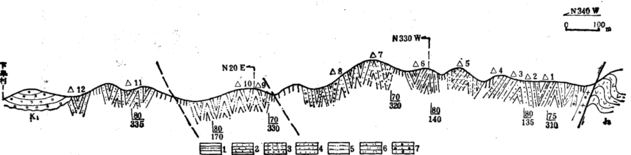


图 4-17 浙江绍兴下皋片岩、浅粒岩层出露剖面

1.长石石英砂岩； 2.石英砂岩； 3.石英片岩； 4.变质粉砂岩； 5.细粒长石石英砂岩； 6.石英岩； 7.石英脉。

表 4-8 浙江绍兴下皋变质岩系岩石化学成份(%)

层 序	样品号	岩 石 名 称	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	烧失量	总 量
1	F_{II}-2	浅粒岩	73.73	1.23	0.45	15.24	0.25	0.14	0.40	2.27	4.71	0.02	0.05	1.51	99.55
1	F_{II}-3	浅粒岩	73.16	1.23	0.58	14.50	0.27	0.70	0.35	4.80	3.27	0.02	0.03	1.33	99.66
1	F_{II}-6	浅粒岩	69.07	2.85	0.47	15.03	0.47	0.88	0.66	5.42	3.01	0.05	0.06	1.66	99.16
3	F_{II}-8	二云二长片岩	67.81	3.10	0.47	16.74	0.70	0.91	0.66	4.05	3.01	0.04	0.06	2.59	99.67
4	F_{II}-9	白云母石英片岩	76.45	1.58	0.58	13.91	0.30	0.14	0.63	4.21	0.23	0.02	0.04	2.32	99.83
5	F_{II}-10	变质石英长石砂岩	74.44	3.05	0.81	14.58	0.39	0.07	0.50	3.40	0.19	0.02	0.10	3.00	99.74
平均值			72.44	2.17	0.64	15.00	0.40	0.47	0.53	4.03	2.40	0.03	0.06	2.07	99.60

三、白云母片岩、白云母石英片岩及浅粒岩层

该岩层出露于绍兴平水下皋，呈断块状产出，剖面上呈紧闭直立褶皱（图 4-17）。岩石成层薄、垂向粒度与成分变化迅速，镜下见典型变余沉积构造，显示韵律层特点。经岩石化学组成（表 4-8）图解判别，原岩属火山岩及砂泥质岩。此应相当于火山复理石或类复理石沉积。

上述诸岩类皆遭剪切破碎并为片麻状石英闪长岩（>749 百万年）、斜长花岗岩包裹、分隔，三者并未发现连续层序关系，但在变质程度上渐次由角闪岩相一绿片岩相一低绿片岩相，可能意味着由下而上埋深逐渐变浅的层序关系。

对接带超镁铁质岩-镁铁质岩-火山复理石沉积组合与蛇绿岩套无疑存在地层学及岩石学的相似性，与古特提斯阿图因（Artuin）、坎加尔达（Cangaldag）、屈雷（Küre）等地蛇绿岩剖面[66]具有明显的一致性。与塞浦路斯等典型剖面比较缺少变质橄榄岩基底，但可能由于强烈剪切推覆发生断离并呈透镜体状楔入上覆层。因此，绍兴-江山对接带岩石系列系古大洋壳残块，原始大地构造环境为一大洋盆地，间或有大洋岛存在，其北邻江南火山岛弧带，南接华夏古大陆。鉴于对接带岩石地层系列独特的组成及其独特的生成环境，按岩石地层学原则理应另建地层单元，故建议命名为"石角群"。

石角群之上有变质火山砾岩层(砾石大都由安山岩组成)及紫红色变质含砾岩屑砂岩层不整合覆盖，此在绍兴西裘沙滩及金华北山皆有发现。上覆层可能相当骆家门组底部砾岩层;另至今所获石角群最大变质年龄值为 844 百万年，故时代归属前震旦纪无疑，但据地质分析应是由中元古代或更早时期洋壳残块混杂组成。

第三节 绍兴-江山对接带结构构造及古陆碰撞

一、绍兴-江山对接带的构造

绍兴-江山对接带厚逾千米的石角群遭受强烈压缩而呈直立紧闭褶皱，同时发育密集的韧性剪切带，分割构造带内岩石成狭窄的板条并在走向上发生超塑性流动，包括侵入体闪长岩-花岗岩系也造成强片理化一片麻理化，形成暗、浅色矿物分集条带。对压泌含金石英脉微构造研究也发现石英变形带、变形纹已趋于消弱，石英晶格位错密度降低，但亚颗粒发育，更大量的是动态重结晶造成的新生颗粒，应力矿物多硅白云母大量生成(照片 29，30）显示处于构造剪切造成的较高温、压环境[67,68]。

韧性剪切带分布及产状有规律地构成对冲结构，平面上并成雁行排列，在诸暨璜山区段形成反"S"型构造带（图 4-4），示左旋剪切。对冲推覆与左旋剪切可能是先后两期应力应变形迹的复合，但皆属晋宁时期的构造。此外尚发育有中生代的推覆构造，同样是以绍兴-江山对接带作为转换轴线造成相向逆掩。

二、绍兴-江山对接带的结构

对接带超镁铁及镁铁质岩块因强烈剪切作用形成巨细不等断块或砾块并呈混杂分

布。普遍产出的形态是呈不等块度破碎离散，大者 2—3 平方公里、微者仅数十平方厘米，块体边缘角砾状，不同岩性往往混杂出现，在对接带边缘更有分别来自两侧古陆的岩块，因此雷同板块会聚带常见的混杂蛇绿岩带[69-72]。

三、闪长岩—石英闪长岩—花岗岩

闪长岩一石英闪长岩一花岗岩（表 4-9），循沿对接带追随分布达数百公里。据其碱性组份变异特征分析，岩体是在 K，Na 和 Si 近于平衡条件下形成，李特曼指数（σ）值接近恒值，主要造岩矿物如黑云母含镁偏高。此外获 SrI ＝ 0.7050—0.7080[1)]，故似应属同熔型岩浆岩。但是鉴于其稀土总量及配分模式（表 4-10 及图 4-18）酷似绿片岩系，只是石英闪长岩稀土总量略低。在碱、硅比图中石英闪长岩一花岗岩显示负相关关系（图 4-19）。沙鹏根据平衡作用过程微量元素遵循的分配定律对一个点上的石英闪长岩稀土元

表 4-9　浙江绍兴-江山对接带闪长岩、石英闪长岩及花岗岩类岩石化学成分（%）

岩石类型	编　号	产　地	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	烧失量	总　量
闪长岩	王01	诸暨	53.29	0.55	17.56	7.14	2.32	4.06	7.37	3.40	1.66	0.42	0.15	1.37	99.29
	P_{5-21}	金华	51.87	1.62	16.19	2.25	5.57	5.95	6.69	2.06	1.08	0.43	0.17	4.82	98.70
	P_{5-25}	金华	53.41	1.39	16.33	4.47	3.89	4.78	9.15	2.1	0.58	0.46	0.17	2.30	99.27
	P_{5-27}	金华	54.59	1.20	15.47	3.33	5.22	4.86	7.45	3.68	0.24	0.44	0.23	2.31	99.01
石英闪长岩	W-111	诸暨	57.17	0.89	15.99	3.11	4.29	3.52	4.46	3.44	2.38	0.28	0.09	2.00*	97.62
	平-1	绍兴	60.45	0.60	15.96	5.58	1.80	2.82	6.55	2.94	0.90	0.19	0.08	2.30	100.17
	5377①	诸暨	56.09	0.74	16.57	3.09	4.54	4.02	6.66	3.77	2.60	0.26	0.16	1.77	100.27
	5378②	诸暨	58.93	0.74	17.26	2.79	3.82	3.28	5.53	3.53	1.94	0.22	0.19	2.37	100.60
	14432①	诸暨	56.88	0.86	16.71	2.61	4.67	4.08	6.16	3.58	2.34	0.20	0.21	2.23	100.53
	H_{306}②	王家宅	58.81	0.91	16.07	3.57	2.86	3.82	5.58	3.94	1.54	0.24	0.11	/	97.45
	H_{201}②	王家宅	58.80	0.68	15.74	3.57	3.44	3.11	6.34	3.53	1.38	0.22	0.12	/	96.89
花岗岩	W_{301}	绍兴	62.92	0.45	14.92	2.94	3.17	2.89	5.70	2.10	0.94	0.14	0.08	1.37	97.62
	6689①	诸暨	62.2	0.50	16.39	2.33	2.47	2.67	5.30	3.96	2.14	0.18	0.12	1.65	99.91
	H_{312}②	王家宅	62.95	0.46	16.05	2.08	2.61	1.98	3.02	4.15	1.79	0.17	0.08	/	95.34
	99⑧	绍兴	66.19	0.51	16.30	4.27	1.50	2.25	0.08	0.30	3.94	/	0.03	/	95.37
	100⑧	绍兴	65.21	0.48	15.31	2.81	3.09	4.20	3.99	3.04	2.60	/	0.13	/	100.86
	101⑧	绍兴	61.91	0.44	14.45	2.17	2.61	2.88	3.20	3.04	2.80	/	0.08	/	93.58
	102⑧	绍兴	65.46	0.60	14.14	6.35	3.43	3.89	2.28	2.59	2.20	/	0.13	/	100.07
	103⑧	绍兴	63.10	0.90	14.53	8.71	3.98	3.17	1.57	3.29	1.98	/	0.12	/	101.35

1）据浙江冶金地质勘探公司资料。

素进行了模拟计算也确认存在断裂熔融的再生岩浆[1]。综上数点闪长岩石系列可能是产生在碰撞造山期，由于强大挤压和韧性剪切导致早期超镁铁、镁铁质岩系重融，其时并有幔源岩浆上升和混入。稍后伴随花岗岩化作用，从而形成闪长岩-石英闪长岩-花岗岩系。

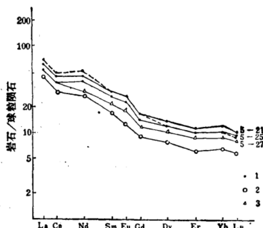


图 4-18 按球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图
1.闪长岩(金华北山)； 2.绿色片岩(诸暨桐树林)；
3.石英闪长岩(诸暨璜山)。

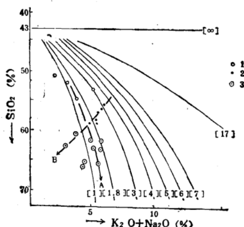


图 4-19 绍兴-江山对接带闪长岩-花岗岩系
SiO_2 与 $K_2O + Na_2O$ 比图
石英闪长岩一花岗岩局部显示负相关关系 (B 线)；
1.闪长岩； 2.石英闪长岩； 3.花岗岩.

1) 沙鹏(1985)浙江省诸暨县左溪石英闪长岩中稀土元素及岩石成因。

表 4-10　浙江诸暨璜山石英闪长岩及金华北山细粒闪长岩稀土元素分析结果*(ppm)

采样地段与岩石类型	顺序号	样品号	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Y	Ce/Y	Eu/Sm	Eu/Eu*
诸暨璜山石英闪长岩	1	H_0-1**	16.18	35.63	17.79	3.79	0.91	3.01	2.63	1.47	1.45	0.23	11.58	3.08	0.24	0.87
	2	H_3-6**	14.20	30.40	15.27	3.42	0.87	2.61	2.06	1.16	1.14	0.14	10.72	2.84	0.25	0.93
	3	D-19	15.30	29.97	18.11	3.89	1.06	3.24	2.78	1.49	1.33	0.20	14.76	2.03	0.27	0.97
	4	D-10***	16.87	37.39	20.95	5.36	1.62	5.08	4.38	2.24	1.94	0.28	23.32	1.60	0.30	1.03
金华北山细粒闪长岩	5	P_s-21	19.17	39.68	26.70	5.80	1.98	5.18	4.38	2.36	2.30	0.31	24.07	1.65	0.34	1.19
	6	P_s-25	16.89	35.04	23.60	5.11	1.60	4.47	3.79	2.08	2.02	0.28	20.39	1.72	0.31	1.10
	7	P_s-27	21.70	44.28	28.86	5.86	1.81	4.91	3.75	2.03	1.98	0.27	20.16	2.20	0.31	1.10

* 湖北省地质矿产局实验室采用等离子体发射光谱方法。

** 引用本所矿床室金矿专题组资料。

*** 此样品为细粒闪长岩。

四、对接带两侧基底的变形和位移

对接带两侧基底出现强烈的变形和位移。北侧绍兴—平水一带双溪坞群在邻接缝合线的边缘发育有平行分布的一至数条近于直立的平移韧性剪切带，具典型的糜棱岩，石英呈塑性拉长(照片 31)，此带宽数十米。双溪坞群褶皱形态宽缓，但众多占孔揭示其下为中酸性侵入杂岩体，同时据秦望山晚侏罗世火山喷发物质鉴定，火山盖层之下为双溪坞群，然而在更深处却是绍兴-江山对接带内常见的变质中基性火山岩及变质沉积岩[1)]，由此推断北侧古陆基底在发生剪切走滑之前曾经出现向南东方向的推覆。

南侧华夏古陆前缘为宽达数百米至数千米的陡倾韧性平移剪切带，岩石均为千糜岩(照片 32)，石英、斜长石成眼球状、豆荚状，石英粒经受强烈剪切拉伸后长短轴相差可达十余倍，动态重结晶发育，有多硅白云母在强应变区聚集[68]。沿此带有多期杂岩体侵入及因高热聚积而导致的局部混合岩化。

此边缘韧性构造带成雁行排列，示左旋滑动，属平移韧性剪切带。

在古陆内部发育有中等倾角、向北西逆冲的叠瓦状韧性断裂(参见图 2-2)，通常为由褶皱倒转翼拉断而发展形成，大多被晚期岩脉充填愈合。此外于古陆内部尚发育有倾角低缓的断裂，据布丁构造、低次滑移面、箭鞘褶皱示为向北运动的韧性推覆构造(参见图 2-7)，此系与平卧褶皱相伴发生的形迹，可能代表了陈蔡群 D_2 变形期基底构造的普遍运动形式，但尚不能估算向北推覆的距离。

江南古陆前缘构造带、绍兴-江山对接带(以璜山含金糜棱岩带为代表)及华夏古陆前缘动力变质带普遍发育多硅白云母(表 4-11)，其 b_0 值及据动态重结晶粒度统计所获得的差异应力强度皆示向南部古陆方向增高(表 4-12, 4-13)，由此可论证动力作用来自南方古大陆的推覆并在其前缘造成高压型构造带。

推覆构造在古陆前缘为平移韧性剪切带所断，所以早期应是简单水平剪切引起的大规模推覆，尔后则转化为平移韧性剪切。

1) 据陈邦信提供资料，岩石薄片鉴定谭荣森。

表 4-11 多硅白云母的电子探针分析资料[68]

氧化物 \ 样品号	C-8	ZK-4	S-4′	S-4	晶体结构式中离子 \ 样品号	C-8	ZK-4	S-4′	S-4
SiO_2	48.56	48.54	50.11	52.37	Si	3.59	3.22	3.59	3.68
Al_2O_3	34.76	32.49	24.71	24.41	Al	2.70	2.54	2.09	2.03
TiO_2	0.13	0.30	0.33	0.50	Ti	0.006	0.018	0.02	0.03
FeO	1.21	2.97	4.27	4.158	Fe	0.07	0.16	0.26	0.27
MgO	0.43	0.66	1.68	1.53	Mg	0.04	0.07	0.18	0.16
CaO	0.06	0.08	0.08	0.04	Ca	0.004	0.006	0.006	0.003
Na_2O	0.67	1.01	0.60	0.12	Na	0.09	0.13	0.08	0.015
K_2O	10.63	10.08	8.96	9.07	K	0.89	0.85	0.78	0.81

表 4-12 白云母 b_0 值[68]

样 品 号	C-8	ZK-2	S-3
b_0(Å)	8.995	9.0144	9.033

表 4-13 古应力值一览表[68]

样 品 号	D(μm)	$\sigma_1-\sigma_3$ 古应力值 (Mpa)
C-5	31.90	57.2
ZK-10	21.23	75.5
ZK-11	18.17	83.9
ZK-12	18.76	82.1
ZK-13	19.50	80.0
S-4	15.98	91.6

取样位置：C. 绍兴平水，江南古陆前缘韧性剪切带；ZK. 绍兴-江山对接带，诸暨璜山绿片岩中韧性剪切带；S. 诸暨湮浦，华夏古陆前缘韧性剪切带.

鉴于上述，我们得出如下认识：(1) 绍兴-江山对接带内原岩建造为前青白口纪超镁铁质岩及大洋中基性熔岩(细碧角斑岩)与火山复理石、类复理石沉积；(2) 两侧为前青白口纪陆台和岛弧；(3) 两侧大陆壳形成对冲推覆变形结构，其间出现高度压缩的紧闭直立褶皱，以及构造混杂堆积现象和重熔(部份同熔)型岩浆系列，故此可以确认此系两大古陆对接碰撞带 (图 4-20)；(4) 由于双溪坞群发生强烈褶皱，不整合其上的骆家门组、虹赤村组为厚达 3—5 千米的磨拉石建造，故又推断古陆碰撞发生在晋宁早期。

据韧性断裂带超微构造资料及陈蔡群、建瓯群中深变质矿物生成的温压环境推断，早晋宁造山期曾有高山崛起，至今剥夷累计高度已在 15 公里以上。

绍兴-江山对接带向西逐渐开启，形成赣、湘、粤、桂晚晋宁期—加里东期残洋盆地。从而构成了中国东南"两台一槽"古基底格局[73]。

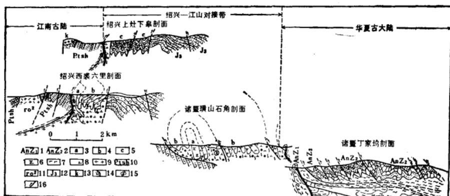


图 4-20 华夏古大陆与江南古陆对接碰撞带地质构造略图

1.陈蔡下亚群； 2.陈蔡上亚群； 3—5.石角群； 3.超镁铁质岩； 4.细碧角斑岩； 5.火山复理石岩； 6.角闪辉石岩； 7.绿片岩； 8.片理化石英闪长岩； 9.片理化花岗岩； 10.中元古代双溪坞群； 11.斜长花岗岩； 12.晚侏罗世火山岩； 13.白垩纪火山岩； 14.逆冲断层； 15.千糜岩带； 16.推覆构造。

第四节　华夏古陆演化

华夏古陆具有复杂的基底组成，反映了地壳早期发育阶段多期次离散、聚合的演变历程。但在当前对古陆的起源和形成历史的认识还非常局限。已知基底可划分为上、下亚群，但局部可能存在更为古老的残余陆核，如广东云开混合岩、麻粒岩相区。

下亚群主要为含夕线石、蓝晶石、石榴子石黑云斜长片麻岩、石墨斜长片麻岩等组成，原岩恢复属活动海盆地沉积建造。上亚群下部为含砾黑云石英片岩、变质杂砾岩层；中部含辉石、橄榄石白云质大理岩夹含黑云角闪片岩；上部为浅粒岩、磁铁石英岩、云母石英片岩；顶部出露斜长角闪片岩、角闪岩或阳起钠长绿帘片岩、绿帘绿泥片岩等，经原岩恢复属克拉通裂陷槽之陆屑与火山建造。

下亚群形成末期大致在1400百万年，经历了一次强烈褶皱造山运动，导致大规模向北(现位)平卧倒转，伴随区域性中、高温变质作用，造成单一的高角闪岩相至麻粒岩相，深融混合岩化作用强烈、普遍，局部花岗岩化。推测可能是由于外来古地体的碰撞、拼接所引起的一次强大变形、变质事件。在此造山期后古克拉通复又裂解，沿纵向发生裂陷和扩张，造成上亚群陆屑建造和双模式火山建造，继而并有超镁铁质岩沿断裂带侵入或被挤入于上地壳。大约延续至 10—9 亿年，华夏古陆与江南古陆逻合碰撞，裂陷槽最终闭合，形成紧闭同斜褶皱及韧性推覆剪切带，伴随出现区域低温动力变质作用。造山期后的酸性岩浆活动及混合岩化作用发育。鉴于闽北竹洲混合花岗岩结晶锆石 U-Pb 谐和曲线上交点年龄为 891 百万年，故造山期后的侵入作用发生在 900 百万年左右。前一造山幕即为华夏运动，后一造山幕大致相当早晋宁运动或可称之晚华夏运动(图 4-21)。

因早晋宁期古大陆对接碰撞，华夏古陆形成一系列碰撞断裂系，如章镇-大爽断裂带、宁波-龙泉-南平断裂带等，表现为强烈的韧性剪切，多期杂岩体侵入和混合花岗岩化作

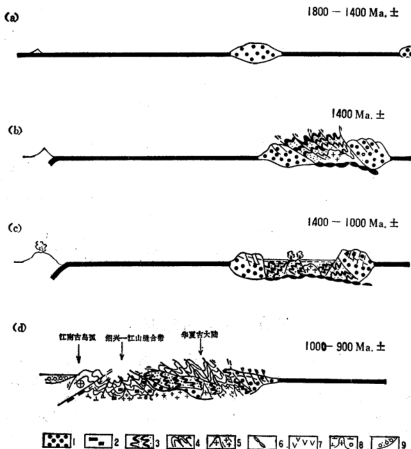


图 4-21 华夏古大陆演化示意图

1.原始古陆；2.大洋壳(及断离残块)；3.陈蔡下亚群；4.陈蔡上亚群；5.前晋宁期及早晋宁期花岗岩体；6.早晋宁期超镁铁质岩；7.细碧角斑岩系；8.石英闪长岩及闪长岩 9.磨拉石沉积(骆家门组)。

用。同时尚有横向碰撞裂谷系发育，并自此分裂为"穗琼古陆"及"浙闽古陆"，其间形成以楼子坝群为代表的厚层陆源碎屑建造，局部并沿纵向裂陷带超覆到闽北。

华夏古陆主体在加里东旋回为隆起带，但在今沿海之福鼎、福清[74]、东山岛1)及琼南已经发现可靠的古生代台型沉积。最近报道日本岛在 210—110 百万年间从古大陆离裂开去[75]，因此东北日本之下古生界应与锡霍特阿林的善塔尔岛志留—泥盆系连接[76]并构成了古大陆边缘槽相活动带。

华力西—印支期古大陆边缘构造分异加剧，其时西南日本发育为冒地槽，东北日本向南经琉球、我国台湾、菲律宾至西北加里曼丹等发育演变成优地槽带[77]。现大陆沿海台型

1) 《矿产开发报》85，12，31 日报道该地变质岩获 Sm-Nd 年龄值为 535.3±170.3 百万年。

沉降带与古大陆边缘地槽带间存在中元古基底组成的背斜隆起带，例如东海陆架虎皮礁南、瓯江口外、南海西沙等处占孔所见。

印支期后至燕山早期出现广泛的裂陷活动，如绍兴-江山-宜春古缝合带形成宏大的内陆裂谷，古陆内部也然，尤其是原碰撞断裂系皆拉张裂陷形成厚大的类磨拉石建造并常伴有火山活动。

朝鲜岭南小白群与西南日本飞驿带组成的中元古隆起带也于此期裂解出现日本海雏形。

晚燕山期开始，西太平洋大洋壳与古陆边缘构造带断离并发生俯冲，古大陆构造体制出现重大变革，北北东向——新华夏系发生并急剧活动，火山岩浆作用趋于强盛，早白垩世臻于顶峰，其时闽浙-岭南区形成大陆边缘火山活动带；库页岛-日本形成优地槽火山带。前者又依上虞-政和-大埔断裂带、镇海-福州-南澳断裂带区分为不同亚带。火山活动自西而东时代渐新，强度增大，钾、硅指数降低，SrI 值减小[43,78-80]。

由于自印支期后秦岭地槽闭合，欧亚古陆焊接并向着太平洋方向滑移，现东海沿海成为巨大负荷的前缘载体，于是此期及其后相继生成了强大的边缘弧形韧性推覆剪切带，造成普遍的糜棱岩化、剪切重熔和混合岩化。

燕山末期随着太平洋板块对华夏古陆俯冲的转向和加剧，弧后盆地迅速发展，内陆边缘地壳拉张减薄，出现一系列高角度东倾断裂并伴随有超镁铁质、镁铁质岩的侵位和喷溢。古大陆边缘至此已完成了由大西洋型向西太平洋型的转化。

喜马拉雅期开始，海沟东迁（2—3 厘米/年）[81]，促进边缘海盆地扩张和岛弧漂移，南海盆地、冲绳海槽依次形成。然台湾岛俯冲带于上新世“回翘”，形成低角度东倾断面，浅源地震滑动矢量指示向大陆方向推覆，台湾海峡构造遭到压缩和薄壳超叠，造成了边缘海盆地——东海与南海之间的颈缩区。

因此，华夏古陆自晋宁期以来不断趋向崩解、离裂，其间主要为纵向和横向断裂系所构成的断块隆起与沉陷相间的格局，其强烈活动中心自显生宙以来主要处于漂移古陆后缘连接大洋壳一侧，至燕山晚期因大洋板块断离并发生俯冲，古大陆边缘遂由大西洋型而转化为现今之西太平洋型。

结 语

本书所述的结论可概括如下：

一、浙、闽变质基底具有统一的岩石地层序列，业经强烈变形，层理面被彻底置换而呈高度均一化，其普遍的构造形式为同斜褶皱并被不同期次构造变形所复合叠加。根据形态构造分析可重建正常地层序列及区域对比关系。相应层位具有相似的岩石类型组合及地球化学特征，反映了相环境的同一性。浙、闽两地基底地层据不整合面皆可划分为上、下亚群，年代区间分别为1000±—<1400百万年及1400—1800/2000百万年。

二、变质基底岩系由两个大地构造旋回建造系列所组成。下部建造系属地槽型活动海洋盆地沉积；上部建造系属克拉通裂陷槽陆源碎屑及双模式火山岩系。经历了华夏(1400±百万年)及早晋宁期(1000±百万年)碰撞造山运动。早期运动造成以平卧折叠为主要特征的变形体制，晚期运动则是以紧闭同斜褶皱为主。前者伴随均一的中高温区域变质及均质混合岩化作用，后者伴随产生低温区域热动力变质以及断裂混合岩化、花岗岩化作用；

三、浙、闽变质岩系是环太平洋西缘大陆古变质基底的一部份，其范围广及现代岛弧和边缘海，从而构成中元古(始生代)统一的古大陆，命之为“华夏古陆”；

四、华夏古陆与江南古陆在现位绍兴-江山一线遇合。绍兴-江山对接带残留岩石系列可以与蛇绿岩套相类比并具混杂堆积特征，为原始大洋壳残块组成的增生地质体。

在早晋宁期发生古陆的对接碰撞，古洋壳向江南古陆一侧消减，但为南东侧华夏古陆壳所推覆超叠；

五、华夏古陆为漂移的古地体，由于向江南古陆方向迁移并发生斜向拼接，导致其间古洋盆地萎缩闭合；

六、绍兴-江山古陆对接带向着赣、湘、粤、桂方向开启，形成残洋盆地，从而构成了中国东南“两台一槽”的古基底格局；

七、晋宁期以来古大陆不断裂解，在邻接现大洋一侧出现微扩张大洋化，形成边缘地槽系，在现内陆则主要是隆、拗相间的断块格局；

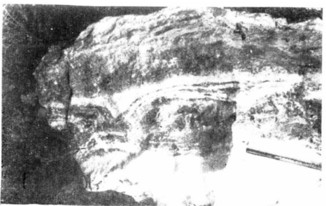
八、燕山晚期因大洋板块断离并发生向陆俯冲，古大陆边缘遂由大西洋型而转化为现今之西太平洋型。

参 考 文 献

[1] 黄汲清、任纪舜：关于大地构造研究的几个重要问题。中国区域地质，1983，第4期，第1—4页。
[2] Grabau, A. W. : Stratigraphy of China, Part I, Paleozoic and older. Peking, The Geological Survey of Agriculture and Commerce, 1924, No. 528, p. 6.
[3] 李四光：中国地质学。1937，张文佑编译，1952，正风出版社。
[4] 黄汲清：中国主要地质构造单位。地质专报，1945，甲种第20号，第1—134页。前中央地质调查所。
[5] 喻德渊：中国大地构造与成矿分布。地质学报，1954，34卷，第3期，第257—269页。
[6] 孙云铸：中国地质基本特点与地下资源的关系。地质知识，1954，第2期，第2—4页。
[7] A. C. 霍敏多夫斯基：中国东部地质构造基本特征。地质学报，1953，32卷，第4期，第243—247页。
[8] 陈国达：中国地台"活化区"的实例并着重讨论"华夏古陆"问题。地质学报，1956，36卷，第3期，第239—272页。
[9] 张文佑：中国大地构造纲要。地质专刊，1959，第1号，科学出版社。
[10] 谢家荣：中国东南地区大地构造主要特征。中国大地构造基本问题，1964，科学出版社，第151—164页。
[11] 黄汲清等：中国大地构造基本轮廓。地质学报，1977，51卷，第2期，第117—135页。
[12] 黄汲清：对中国大地构造特点的一些认识并着重讨论地槽褶皱带的多旋回发展问题。地质学报，1979，53卷，第2期，第99—112页。
[13] 任纪舜等：中国大地构造及其演化，1980，科学出版社。
[14] 郭令智等：华南大地构造格架和地壳演化。国际交流地质学术论文集(一)，1980，地质出版社，第109—116页。
[15] 李春昱：对亚洲地质构造发展的新认识。中国及其邻区大地构造论文集，1981，地质出版社，第1—12页。
[16] 乔秀夫、耿树才：华南晚前寒武纪古板块构造。中国及其邻区大地构造论文集，1981，地质出版社，第77—91页。
[17] 赵明德、张培垚：浙江板块构造初探。地质学报，1983，57卷，第4期，第369—377页。
[18] 水涛、刘昌森：广东及其邻区的华夏系方向构造。地质科学，1979，第3期，第195—204页。
[19] 徐步台、水涛：浙江绍兴-江山断裂带混合岩及其两侧基底变质岩的同位素年龄测定。科学通报，1983，28卷，第24期，第1510—1512页。
[20] 水涛：浙江绍兴-江山断裂带发现超镁铁质熔岩。科学通报，1984，29卷，第8期，第487—489页。
[21] 水涛、徐步台等：绍兴-江山古陆对接带。科学通报，1986，31卷，第6期，第444—448页。
[22] 水涛：浙江地质构造体系。中国分省构造体系研究文集(第一辑)，1985，地质出版社，第191—206页。
[23] 张文佑：断块构造导论，1985，石油出版社。
[24] 刘乃坤：闽北建瓯群几丁虫的发现。福建地质，1982，1卷，第2期，第123—126页。
[25] 朱志刚等：南平塔下一果园一带变质杂岩的变形变质史及地层工作方法讨论。福建地质，1985，4卷，第1期，第23—40页。
[26] 胡忠昭等：政和县西石屯附近的变质岩及其构造分析。福建地质，1984，3卷，第1期，第33—46页。
[27] 任敖培：迪口-夏道幅变质岩的褶皱构造与地层层序。福建地质，1983，2卷，第3期，第17—30页。
[28] 徐步台：陈蔡群大理岩的碳氧同位素组成及其地质应用。浙江地质，1986，2卷，第2期，第49—54页。
[29] 张维权：闽西北变质火山岩地球化学性质。福建地质，1986，5卷，第2期，第36—50页。
[30] H. G. F. 温克勒：变质岩成因，张旗、周云生译，丛柏林校，1975，科学出版社。
[31] 徐步台、刘敦一：浙江陈蔡群变质岩系锆石 U-Pb 同位素年龄测定。中国地质科学院地质研究所所刊，1987，地质出版社。
[32] 徐步台、王时麒：河北滦县一带含铁变质岩系 K-Ar 等时年龄值及其地质年代意义。北京大学学报（自然科学版），1983，第3期，第89—92页。
[33] 中国科学院地质研究所绝对年龄实验室：辽东半岛岩石绝对年龄研究初步结果。地质科学，1966，第2期，第105—106页。
[34] 朱炳泉、范嗣昆：根据同位素年龄与封闭温度研究地质体的热历史与磁历史。地质地球化学，1979，第6期，第35—37页。
[35] 胡霭琴等：据天山东段 K-Ar 年龄测定结果对天山地槽热历史的探讨，中国科学（B辑），1982，第4期，第345—353页。
[36] Dallmeyer, R. D. : $^{40}Ar/^{39}Ar$ incremental-release ages of hornblende, *Am. J. Sci.*, 1978, Vol. **278**, No. 2, p. 124—149.
[37] Harrison, T. M. et al.: Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex near Prince Rupert, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, 1979, Vol. **16**. No. 3. p. 400—410。

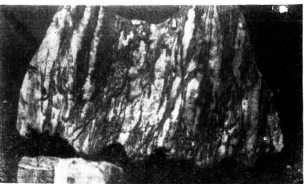
[38] 任纪舜等：中国东部构造单元划分的几个问题。地质评论，1984，30 卷，第 4 期，第 382—385 页。
[39] 孙勇：华北地块西南部太华高级变质带原岩恢复及其构造环境探讨。西北大学学报（自然科学版），1985，第 1 期，第 70—77 页。
[40] 冀树楷等：五台山区变质岩系的稀土元素分布特征。地质科学，1984，第 2 期，第 157—164 页。
[41] Muecke, G. K. et al. :Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rock. *Phys. Chem. Earth*, 1979, Vol.**11**, p. 213—216.
[42] McCulloch, M. T. and Wasserburg, G. J.: Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, 1978, Vol.**200**, No. 4345, p. 1001—1011.
[43] 水涛：浙江中生代火山构造。地质科学，1981，第 2 期，第 113—120 页。
[44] 徐步台：浙江省燕山期花岗岩的同位素地质年代问题。地球化学，1984，第 3 期，第 217—224 页。
[45] Peterman, Z. E. et al. :Isotopic composition of strontium in seawater throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970 Vol. **34**, p. 105—120.
[46] Brass, G. W. : The variation of the marine $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, Vol.**40**, p. 721—730.
[47] Veizer, J and Compston, W.: $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, Vol. **38**, p. 1461—1484.
[48] Veizer, J. and Compston, W. :$^{87}Sr/^{86}Sr$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochim.Cosmochim. Acta*, 1976, Vol. **40**, p. 905—914.
[49] 王命恒等：政和县西石屯附近变质岩系地质时代探讨。福建地质，1985，4 卷，第 2 期，第 39—47 页。
[50] 林增品：华夏古陆的探讨。福建地质，1983，2 卷，第 2 期，第 37—47 页。
[51] Schopf, J. W.: Chitinozoans from the Late Precambrian Chuar Group of the Grand Canyon, Arizona. *Science*, 1977, Vol. **195**, No. 18, p. 676—697.
[52] 甄勇毅：几丁虫化石及其地层意义。国外地质，1985，第 8 期，第 9—16 页。
[53] 侯静鹏：苏皖地区茅山群微体化石及其地质时代。中国孢粉学会第一届学术会议论文选集，1979，科学出版社，第 167—172 页。
[54] 赖小娟：贵州赫章铁矿山下泥盆统舒家坪组的几丁虫化石。中国孢粉学会第一届学术会议论文选集，1979，科学出版社，第 161—166 页。
[55] 张文佑等：对中国及邻区海陆大地构造特征的几点新认识。中国科学院地质研究所科研成果选集（第一集）1982，文物出版社，第 1—9 页。
[56] 吴启达等：中国东部海域与邻区的构造关系。海洋地质与第四纪地质，1984，4 卷，第 2 期，第 15—28 页。
[57] Geological Survey of Japan :Geological Atlas of Japan, 1982，印刷国土地图株式会社。
[58] Hada, S. and Suzuki, T.: Tectonic environments and Epustal section of the outer zone of Southwest Japan. Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions, edited by M. Hashimoto and S. Uyeda, Copyright© 1983, by Terrapub, p. 207—218.
[59] Suzuki, T. and Hada, S.: Accretionary melange of Cretaceous age in the Shimento Belt in Japan. Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions edited by M. Hashimoto and S. Uyeda, Copyright© 1983, by Terrapub p. 219—230.
[60] Komatsu, M. et al.: Disclosing of a Despest section of continental type crust up-thrust. Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions, edited by M. Hashimoto and S. Uyeda, Copyright © 1983, by Terrapub, p. 149—165.
[61] Garcia, M. D. :Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. *Earth-Science Reviews*, 1978, Vol. **14**, No. 2, p. 147—165.
[62] Subbarao, K. V. et al. Rare earth geochemistry of basalts from the "FAMOUS" area Mid-Atlantic Rift Valley——a preliminary study. Journal of Geol. Soc. of India, 1979. Vol. 20. No.5 p. 565—568.
[63] Балашов, Ю. А. и др.: Геохимигеские критерии природы докембрийских амфиболитов, *Геохимия*, 1972, No.11, c. 1358—1370.
[64] Floyd, P. A. and Winchester, J. A.:Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 1978, Vol. 21, p. 291—306.
[65] Condie, K. C.:Archean Greenstone Belts, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York, 1981, p. 88—94.
[66] Yilmaz, Y. and Sengör, A. M. C.: Ophiolite Palaeo-Tethys in Northern Turkey, 1985, Vol. **10**, p. 485—504.
[67] 王小凤、水涛：变形显微构造古应力计及其在地质学中的应用。中国地质科学院地质力学研究所所刊，1986，第 6 号，第 111—125 页。
[68] Wang Xiaofeng et al.: Microsturcture analysis and differential stress estimate in the Shaoxing-Jiangshan Fault Belt. International Symposium on Geomechamics (Abstracts), Institute of Geome-

chanics, Chinese Academy of Geological Sciences, 1986, p. 160—161.
[69] Hsü, K. T.: Principles of melange and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geol. Soc. America Bull.*, 1968, Vol. **97**, p. 1063—1074.
[70] Hsü, K. T.: Melanges and their distraction from olistostromes. Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, ed. by Dott and Shover, 1974, p. 330—333.
[71] Hsü, K. T.: A basement of melanges, a personal account of the circumstances leading to the breakthrough in Franciscan reseach. Geol. Soc. Amer. Centennial Special, 1985, Vol. **1**, p. 42—64.
[72] 张之孟等: 川西南乡城-得荣地区的两种混杂岩及其构造意义。地质科学，1979，第3期，第205—214页。
[73] 水涛: 中国东南大陆基底构造格局。中国科学（B辑），1987，第4期，第414—422页。
[74] 杨泰铭等: 福建东南沿海存在古老基底的新证据。大地构造与成矿学，1985，9卷，第4期，第372页。
[75] Yo-Ichiro Otofuji, Takaki Mutsuda and Susumu Nohda: Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, 1985, Vol. **317**, p. 17.
[76] 王鸿祯等: 中国东部及邻区中新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展。地质学报，1983，57卷，第3期，第213—223页。
[77] Zhang, Z. M. and Colemen, R. G. An outline of the plate tectonics of China. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, Vol.**95**, No. 3, p. 295—311.
[78] 朱夏等: 中国中新生代构造与含油气盆地。地质学报，1983，57卷，第3期，第235—242页。
[79] 邱家骧等: 长江中、下游中生代火山岩岩石化学特征及成因分析。地球科学，1981，第1期，第170—182页。
[80] 翁世劼、黄海: 中国东南部侏罗—白垩纪板块构造活动与相关的岩浆活动。地质学报，1983，57卷，第2期，第119—127页。
[81] Hynes, A. and Mott, J.: On the causes of back-arc spreading. *Geology*, 1985, Vol. **13**, p. 387—389.



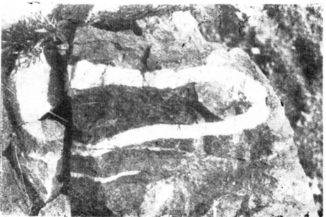
照片　1

大理岩中角闪石条带层形成的褶皱型石香肠(折叠层枢纽剥露面)，端部成鱼咀构造。陈蔡　丁家坞



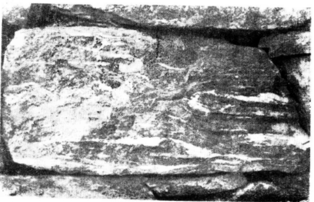
照片　2

大理岩中不连续条带构造、紧闭折叠层。龙泉　梅岭



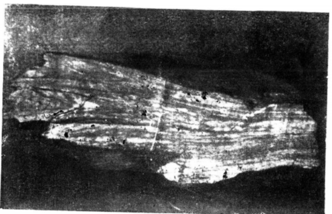
照片　3

角闪岩中的石英脉形成紧闭等斜褶皱。诸暨　　陈蔡北



照片　4

角闪岩中石英脉形成折叠层，两翼与流劈理完全平行，转折端顶部见无应变三角面。诸暨　　枫桥



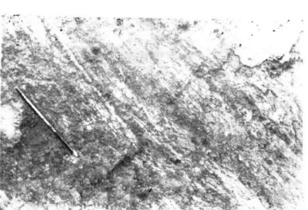
照片 5

褶皱经受强烈压扁作用后，成透镜体及无根勾状褶皱。龙泉　　小梅



照片 6

照片 5 显微镜下流劈理极发育，矿物集合体呈透镜体外形。



照片 7

片麻岩中的片麻理呈透镜状及依稀可辨的折叠层。诸暨　　铜岩山



照片 8

大理岩呈指状流迁贯入角闪岩中。诸暨　　陈蔡



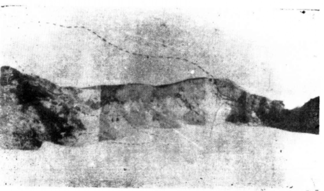
照片　9

角闪岩中的方解石脉成同斜褶皱。诸暨　　陈蔡



照片　10

大理岩中的角闪质条带成同斜褶皱(翼部减薄拉断)。诸暨　　陈蔡



照片　11

诸暨陈蔡大理岩采场，为一中型同斜褶皱(镜头向南西)



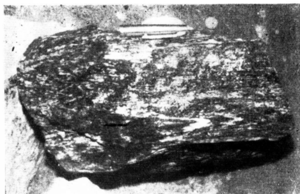
照片　12

大理岩中的箭鞘褶皱。诸暨　七湾



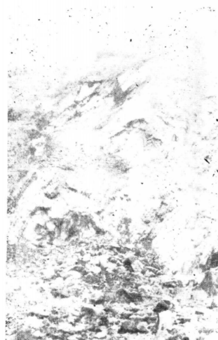
照片 14

浅粒岩中的陡倾斜歪尖顶褶皱，见两组倾向一致，倾角不同的面理交替出现。诸暨　璜山



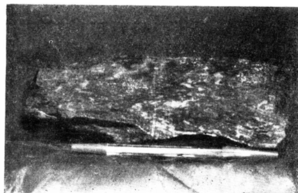
照片 15

建瓯群构造置换现象，见无根勾状褶皱，闽北队提供标本。



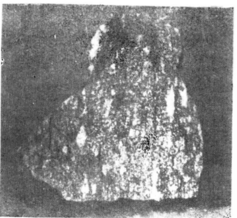
照片 13

大理岩条带组成的陡倾斜歪尖顶褶皱。诸暨　七湾



照片 16

建瓯群构造置换现象，见无根勾状褶皱。建阳　杜潭



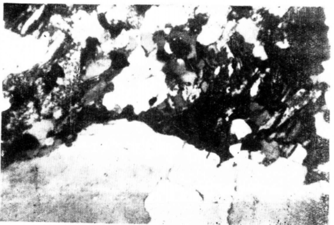
照片　17

建瓯群构造置换现象，石英成透镜体　　建阳、杜潭



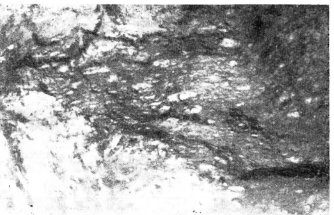
照片　18

大理岩倒转褶皱倾伏端。诸暨　　陈蔡



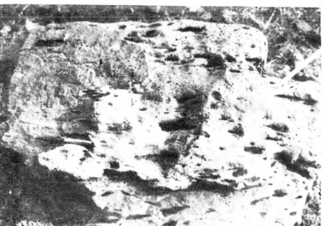
照片　19

陈蔡上亚群底部变余含砾含石榴黑云石英片岩，砾石拉长破碎。（+）33×



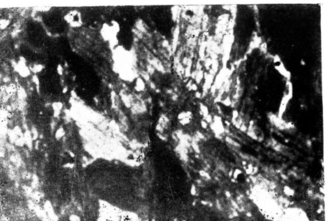
照片　20

陈蔡上亚群底部含石榴黑云石英变砂砾岩层。　诸暨　　丁家坞



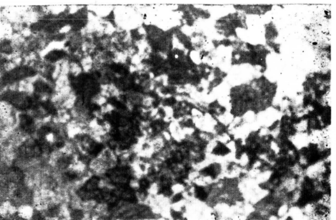
照片 21

陈蔡上亚群底部砾岩拉伸线理，砾石成分为石英，风化剥落后成凹坑原生露头见于邻近十余米处。 诸暨 陈蔡



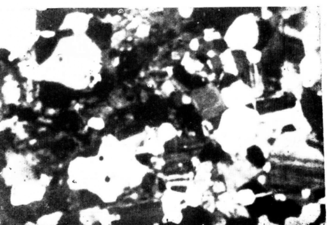
照片 23

变余含砾二长辉石角闪变粒岩中的富榍石角闪岩砾石（解理发育的柱状矿物为角闪石）（+）35×



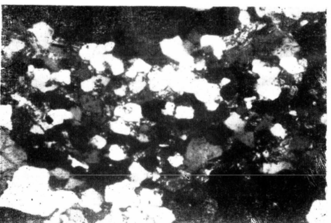
照片 22

富榍石含辉石黝帘角闪变粒岩中的榍石(突起较高的灰黑色、自形及不规则形;灰白色为黝帘石)。（－）35×



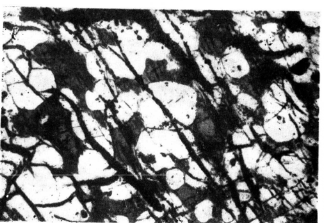
照片 24

变余含砾绿帘角闪微斜变粒岩的"胶结物"部分，具粒状变晶结构。（+）35×



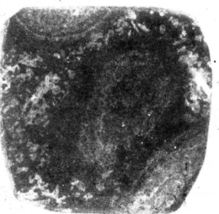
照片 25

变余含砾含石榴黑云石英片岩中的残留变余砂状结构(表面清洁的粒状矿物为石英,分布其间的不规则矿物为绢云母化长石)。(+)54×



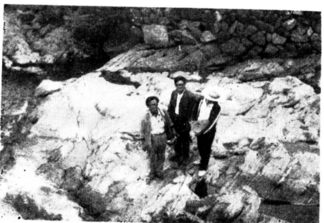
照片 26

蛇纹石化辉石橄榄岩,堆积结构,白色为半自形粒状橄榄石假象,灰黑色为他形单斜辉石。(-)37×



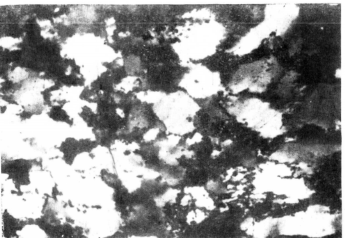
照片 27

球状体内部同心环带构造,黑色为角闪石环带,灰色为辉石环带,球状体之间为角闪石"胶结"边缘具熔蚀现象。 诸暨 石角



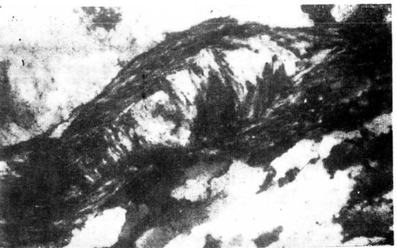
照片 28

绍兴-江山对接带中绿片岩系,其中夹多层石英岩(硅质岩)条带。 诸暨 王家宅



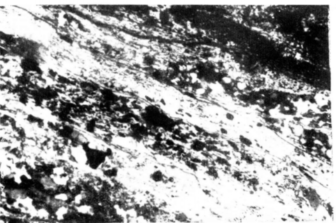
照片 29

浙江诸暨璜山金矿韧性剪切带（2k-3）石英动态重结晶，边缘呈缝合线状。（+）10×2 5 王小风提供



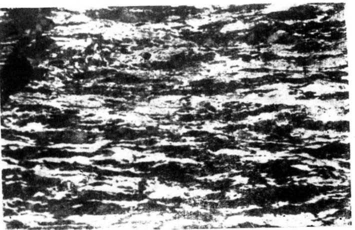
照片 30

同照片 29（2k-4），石英透镜体周边为多硅白云母。 王小风提供



照片 31

绍兴平水韧性剪切带（C-8）千糜岩。（+）6.3×10 王小风提供



照片 32

诸暨浬浦-徐岸韧性剪切带（S-3）千糜结构，石英拉长成丝条状。（+）12.5×6.3 王小风提供